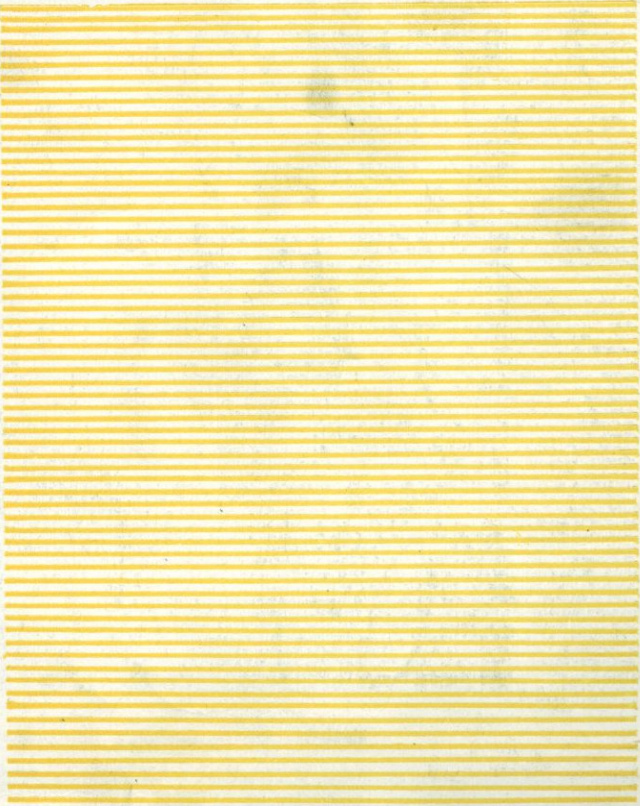


**МИНЕРАЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
КОР
ВЫВЕТРИВАНИЯ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

551.31

МИНЕРАЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
КОР
ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ответственные редакторы
С. Ф. Павлов, С. А. Кашик



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск
1975



1485

Сборник содержит статьи по минералогии и физико-химическим условиям формирования глинистых минералов в различных профилях выветривания. Дается детальная характеристика продуктов гипергенного преобразования кристаллических и терригенно-эффузивных пород в Тункинской впадине; рассматривается состав и строение коры выветривания на траппах, освещаются вопросы минералогии глин четвертичных отложений и геохимии процессов формирования глинистых минералов.

Сборник рассчитан на литологов, геохимиков, петрографов.

Первой стадией образования осадков является выветривание, посредством которого в результате сложных физико-химических процессов, протекающих в термодинамических условиях земной поверхности, происходит мобилизация вещества материнских пород. Именно в корях выветривания формируются основные минеральные ассоциации, придающие осадочным толщам специфические черты и, в конечном итоге, определяющие главные свойства осадочных пород, их типы и облик.

Как известно, профили выветривания многообразны и это многообразие в первую очередь сопряжено с различными климатическими и тектоническими условиями гипергенеза, а также во многом зависит от состава исходных пород. Проследить сложные взаимосвязи между перечисленными факторами и минералогическими особенностями коры выветривания — одна из важнейших задач литологических исследований, поскольку только в этом случае можно глубже осмыслить малоизученные механизмы первых этапов литогенеза и на этой основе раскрыть целый ряд закономерностей формирования полезных ископаемых, генетически связанных с элювиальными процессами.

В сборнике рассматривается широкий круг вопросов, затрагивающих разносторонние проблемы физико-химических преобразований в зоне выветривания.

Статья Т. К. Ломоносовой, Г. М. Кашаевой и Г. О. Семеновой посвящена детальной характеристике глинистых минералов в корях выветривания Тункинской впадины. Особое внимание авторы уделили закономерностям распределения минеральных парагенетических ассоциаций в геологическом разрезе.

В своей статье Т. Г. Рященко и др. касаются интересного вопроса о зависимости физико-химических свойств четвертичных лессовых отложений от состава глинистых минералов, сформированных за счет различных коренных пород.

Четыре статьи сборника (Е. Г. Попова; В. Н. Мазилова; А. А. Кульчицкого и Т. К. Ломоносовой и Е. Е. Кучкина)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Тункинская впадина является частью широтной депрессии юго-западной ветви Байкальской рифтовой зоны. Ее фундамент сложен породами слюдянской (архей)* и тункинской (протерозой) серий. Слюдянская серия представлена биотитовыми, роговообманково-пироксеново-биотитовыми, гранатовыми, диопсидовыми гнейсами, мраморами и кварцитами. Тункинская серия состоит из хлоритово-слюдистых, карбонатно-слюдистых сланцев и графитизированных кристаллических известняков. Обе толщи пронизаны интрузиями гранитов, плагиогранитов, габбро, гипербазитов, гнейсовидных плагиогранитов.

Кайнозойские отложения, заполняющие впадину, имеют мощность около 3000 м и расчленены на танхойскую, аносовскую и ахаликскую свиты. Кроме того, под отложениями танхойской свиты скважинами на отдельных участках вскрыты эффузивно-осадочные образования предположительно палеогенового возраста, которые залегают непосредственно на докембрийском фундаменте. Л. С. Наумовым в 1964 г. эти отложения выделены в пределах терригенно-эффузивной свиты.

Коры выветривания изучены в восточной части впадины, на Ахаликском буроугольном месторождении. При проведении Бурятским геологическим управлением разведочных работ на уголь они вскрыты на нескольких стратиграфических уровнях: 1) на гнейсах и сланцах слюдянской серии и прорывающих ее изверженных породах; 2) на терригенно-эффузивной свите; 3) в основании аносовской свиты.

Н. А. Логачевым высказано предположение о скользящем характере нижней и верхней возрастных границ кор выветривания на породах архейского и протерозойского комплексов. Нижняя возрастная граница опускается до верхнего мела, а верхняя, охватывая палеоцен — эоцен, в областях сноса поднимается до олигоцена и миоцена (Логачев и др., 1964; Логачев, 1968).

* А. А. Шафеевым слюдянская серия включена в состав камардабанской серии в качестве слюдянской подсерии (нижний — средний протерозой).

Гипергенные профили на породах слюдянской серии и терригенно-эффузивной свиты, сохранившиеся *in situ*, имеют ярко выраженную зональность с характерными ассоциациями вторичных минералов. Мощность их достигает нескольких десятков метров. В верхних частях выветрелых профилей и в переотложенных продуктах кор выветривания обнаружены гидраты глинозема.

Реликты древних кор выветривания в основании аносоской свиты вскрыты на базальтах неогенового возраста и представлены глинисто-структурным элювием небольшой мощности.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГНЕЙСАХ И СЛАНЦАХ СЛЮДЯНСКОЙ СЕРИИ И ПРОРЫВАЮЩИХ ЕЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

На полевошпатово-биотитовых, амфиболово-биотитовых, амфиболово-биотитово-пироксеновых гнейсах и кристаллических сланцах слюдянской серии скважинами вскрыта площадная кора выветривания каолинового типа мощностью 20—25 м. По вещественному составу образованного в процессе гипергенеза глинисто-структурного элювия в корах выветривания гнейсов и сланцев выделены зоны: дезинтеграции и выщелачивания, монтмориллонит-гидрохлоритовая с каолинитом, каолинит-галлуазитовая с гиббситом. Монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне, развитой на амфибол- и пироксенсодержащих породах, соответствует каолинит-гидрослюдистая зона на полевошпатово-биотитовых сланцах.

В зоне дезинтеграции и выщелачивания катаклазированных гнейсов и кристаллических сланцев порода сохраняет текстурные и структурные признаки материнского субстрата. Глинистые минералы, представленные гидрослюдами, монтмориллонитом, каолинитом, составляют незначительную примесь. Образование гипергенных минералов происходило в первую очередь по плоскостям сланцеватости и трещинам катаклаза. Вверх по разрезу выветрелых профилей количество монтмориллонита в амфибол- и пироксенсодержащих породах увеличивается, и в пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны он становится породообразующим минералом (табл. 1, скв. 25, обр. 48). Помимо диоктаэдрического монтмориллонита в составе тонкопелитовой фракции содержатся триоктаэдрический монтмориллонит-сапонит (табл. 1, скв. 75, обр. 52, 53). Его образование связано с выветриванием высокомагнезиальных силикатов группы амфибол-пироксенов. Сапонит представлен маловодной разновидностью с отражением 001, равным $12,6 \text{ \AA}$, смещающимся после насыщения глицерином

Таблица 1

Рентгенометрические константы глинистых минералов из коры выветривания гнейсов слюдянской серии (Тункинская впадина, фракция <0,001 мм)

Скв. 25. обр. 48		Скв. 75. обр. 52, 53		Скв. 25. обр. 55		Скв. 25. обр. 48		Скв. 75. обр. 52, 53		Скв. 25. обр. 55	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
10	14,100	10 _{III}	12,600	10	7,130	5	2,380	8	2,550	4	1,980
10	7,130	10	7,140	3	4,830	5	2,330	6	2,489	3	1,830
3	4,870	4	4,850	10	4,410	3	1,986	4	2,400	3	1,780
9	4,400	10	4,430	8	4,130	1	1,810	4	2,340	5	1,660
3	3,840	1	4,100	10	3,550	4	1,690	2	1,987	2	1,530
8	3,540	1	3,860	3	2,780	4	1,640	5	1,690	9	1,486
6	3,340	7	3,540	8	2,550	5	1,537	5	1,650	3	1,300
2	2,790	2	3,310	7	2,478	8	1,487	6	1,536	3	1,280
2	2,640	2	3,000	8	2,330	3	1,370	9	1,489	3	1,230
6	2,560	2	2,780	5	2,280	4	1,288	2	1,375		
4	4,488	3	2,640	2	2,188	4	1,238				

к 18 Å. Отражение 060 сапонита равно 1,53 Å. Крупные кристаллы с шагреновой поверхностью имеют параметры: $a = 5,30$ Å; $b = 9,20$ Å.

Каолинит в монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне составляет незначительную примесь, относится к числу структурно-несовершенных разновидностей. Вверх по разрезу выветрелых профилей степень совершенства его структуры возрастает, в каолинит-галлуазитовой зоне с гиббситом преобладает бездефектный каолинит совершенной структуры.

Глинистая фракция рассматриваемой зоны полидисперсна. Каолинит мелкодисперсный, монтмориллонит образует хлопьевидные агрегаты, незначительную примесь составляет удлиненно-пластинчатая гидрослюда, встречаются единичные кристаллы галлуазита. На кривой нагревания проявляются эффекты, характерные для составляющих компонентов (рис. 1, кривая 1).

В пределах каолинит-галлуазитовой зоны с гиббситом основными минералами глинистого элювия являются каолинит, галлуазит и гиббсит. Порода напоминает довольно рыхлую песчанистую глину серовато-белого цвета, с алевропелитовой и псаммопелито-

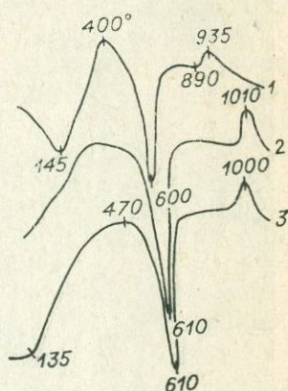
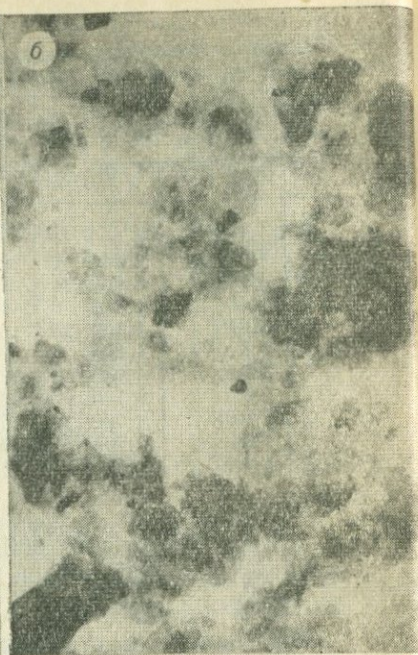
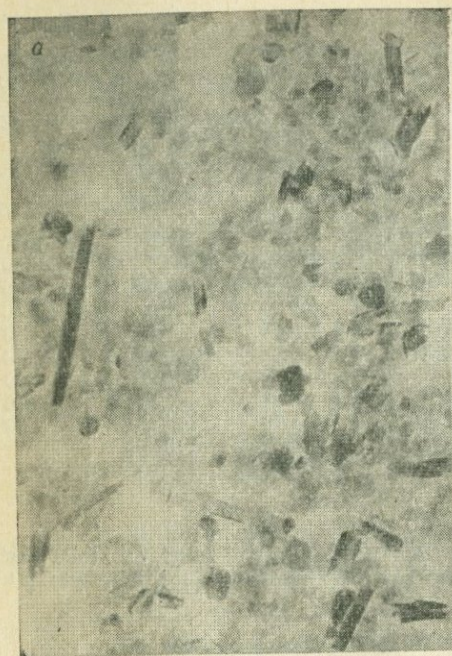


Рис. 1. Кривые нагревания глинистых минералов из кор выветривания гнейсов и сланцев слюдянской серии. Тункинская впадина, фракция <0,001 мм.

1 — скв. 27, обр. 48; 2 — скв. 25, обр. 129; 3 — скв. 25, обр. 56.



вой структурами. Псаммитовая и алевритовая примеси представлены в основном кварцем, в меньшей мере полевыми шпатами и гидратированными слюдами. Галлуазит и структурно-совершенный каолинит присутствуют примерно в равных количествах (табл. 1, скв. 25, обр. 55). Большая часть мелкодисперсного каолинита не обладает характерной гексагональной формой, некоторые кристаллы имеют две-три хорошо выраженные грани. Наряду с мелкодисперсным каолинитом встречаются довольно крупные псевдогексагональные кристаллы (рис. 2, а). На кривой нагревания бинарных смесей проявляются эффекты, характерные для составляющих компонентов (см. рис. 1, кривые 2, 3).

Данные химических анализов подтверждают каолинит-галлуазитовый состав верхних частей выветрелых профилей. Содержание глинозема во фракции $< 0,001$ мм поднимается до 32—42%, кремнезема содержится 39—43%. Каолинит-галлуазитовая песчанистая глина слабо ожелезнена. По данным Ф. К. Волколакова и П. А. Хлыстова (1967), в верхних горизонтах выветрелых профилей и в переотложенных продуктах кор выветривания содержание гиббсита возрастает до 30%.

В южной части Ахаликского месторождения скважинами вскрыта кора выветривания каолинового типа на карбонатно-биотитово-роговообманковых кристаллических сланцах, которые имеют гранолепидобластовую, участками порфиробластовую структуры и мелкозернистую тонкополосчатую текстуру. Породообразующими минералами здесь являются кальцит, биотит, кварц, полевой шпат, второстепенными — хлорит и роговая обманка. Мощность вскрытой выветрелой зоны составляет 33 м (скв. 77). В зоне дезынтеграции и выщелачивания (303—311 м) порода становится менее плотной за счет растворения карбонатов и гидратации биотита и напоминает слабо сцементированный слоистый песчаник. Биотит расщеплен на отдельные волокна, причудливо изогнут, интерферирует в желто-серых тонах. Он псевдоморфно замещен хлоритом, монтмориллонитом и в меньшей степени гидрослюдай. Роговая обманка хлоритизирована. По мере выщелачивания карбонатов из верхних горизонтов профиля в нижних зонах происходила частичная вторичная карбонатная цементация. Расщепленные волокна биотита и корродированные зерна кварца сцемен-

Рис. 2. Кора выветривания на различных породах. Тункинская впадина, фракция $< 0,001$ мм, $\times 6300$.

а — на биотитовых гнейсах слюдянской серии (скв. 25, обр. 55, гл. 275 м); ассоциация каолинит — галлуазит; б — на карбонатно-биотитовых кристаллических сланцах слюдянской серии (скв. 77, обр. 46, гл. 292 м), ассоциация каолинит — гидрослюда; в — на конгломератах терригенно-эффузивной свиты (скв. 60, обр. 1; гл. 15 м), ассоциация каолинит — гидрослюда — галлуазит; г — на базальтах терригенно-эффузивной свиты (скв. 50, обр. 2, гл. 310 м), ассоциация монтмориллонит — галлуазит — шамозит.

тированы вторичным карбонатом. О вторичной карбонатной цементации свидетельствует и крустификационный цемент обрастания. Калиевые полевые шпаты не затронуты процессами коррозии. Основными гипергенными минералами структурного элювия являются монтмориллонит, хлорит и в качестве незначительной примеси — каолинит (табл. 2, обр. 2).

Зона дезынтеграции и выщелачивания постепенно сменяется существенно монтмориллонитовой зоной мощностью 8 м. Глинистые компоненты становятся породообразующими. Порода теряет первичные текстурные и структурные признаки. Макроскопически она напоминает слюдистую глину зеленовато-белого цвета, комковатой текстуры со слабо заметной слоистостью. Карбонаты полностью выщелочены, биотит и роговая обманка замещены хлоритом и монтмориллонитом, а полевые шпаты каолинизированы. В результате псевдоморфного замещения лейкократовых и фемических компонентов гипергенными минералами выветрелая порода приобретает пятнистую окраску.

Таблица 2

Рентгенометрические константы глинистых минералов из коры выветривания карбонатно-биотитовых кристаллических сланцев скв. 77 (Тункинская впадина)

Обр. 2						Обр. 2-а						Обр. 3	
естественный		прокаленный		насыщенный		естественный		прокаленный		насыщенный		естественный	
<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å
10	10,270	9	10,10	10	17,91	10ш	13,500	4	13,89	10	17,31	10	7,130
2	7,090	—		1	9,10	3	7,130	6	10,10			3	4,830
4	4,840	7	4,90	3	4,90	4	4,880	2	7,10			10	4,410
9	4,460	10	4,46	9	4,48	8	4,460					8	4,130
1	4,130			1	4,13	5	4,130					10	3,550
2	3,820					3	3,850					3	2,780
1	3,530				3,51	1	3,680					8	2,550
3	3,320	8	3,22	8	3,31	8	3,340					7	2,470
8	3,020			8	3,02	9	3,020					8	2,338
4	2,820	3	2,80			2	2,840					5	2,280
4	2,570	5	2,57	4	2,57	4	2,570					2	2,188
4	2,490					5	2,490					4	1,980
4	2,280					6	2,280					3	1,830
4	2,087					6	2,090					3	1,780
3	1,980					6	1,910					5	1,660
4	1,906					6	1,870					2	1,530
4	1,870					3	1,700					9	1,486
3	1,700					4	1,600					3	1,300
2	1,600					2	1,520					3	1,280
6	1,500					5	1,498					3	1,230
5	1,290					5	1,438						
						4	1,295						

Примечание. Здесь и далее для образцов, подвергнутых обработке (прокаливание, насыщение), указаны *d* Å и *I* только диагностических рефлексов. Аналитик Г. М. Кашаева.

В гранулометрическом составе резко возрастает роль делитовой фракции по сравнению с зоной выщелачивания. Рентгенометрические константы фракции $<0,001$ мм принадлежат разбухающему хлориту, монтмориллониту, кварцу, кальциту (табл. 2, обр. 2-а). На дебаеграмме видно широкое интенсивное кольцо, разделяющееся после прокаливании на два отражения: 13,89 и 10,1 Å.

На кривой нагревания проявляются эффекты, свойственные хлориту, монтмориллониту.

Верхняя часть выветрелого профиля представлена каолиновой зоной мощностью 12 м, состоящей из серо-белой песчанистой глины с зернами кварца и микроклина. Каолинит псевдоморфно замещает биотит, образуя розетковидные агрегаты. Калиевые полевые шпаты полностью замещены структурно-совершенным каолинитом (табл. 2, обр. 3). Каолинит полидисперсный, не обладает характерной гексагональной формой (см. рис. 2, б).

Неравномерное распределение кварца в кристаллических сланцах находит свое отражение в химическом составе выветрелого профиля. В пределах каолиновой зоны поднимается содержание глинозема, вследствие полного выщелачивания карбонатов падает роль щелочных земель (табл. 3). Высокие значения окиси калия связаны с концентрацией микроклина, который в верхней части выветрелого профиля остается почти не затронутым процессами гипергенеза. Значительно снижается объемный вес сланцев.

Кора выветривания приконтактовой зоны полевошпатово-биотитовых гнейсов и катаклазированных плагиогранитов вскрыта у южного борта Тункинской впадины. Плагиограниты состоят из плагиоклазов (60%), кварца (20—40%), биотита, содержание которого в породе резко колеблется. Вторичные минералы (хлорит и серицит) развиваются по плагиоклазам и биотиту. Из аксессуарных присутствуют ильменит, магнетит, эпидот, циркон, сфен. Мощность выветрелого профиля 29 м (скв. 36). В интервале 129,00—137,90 м вскрыта зона дезинтеграции и выщелачивания. Гипергенные минералы в ней составляют незначительную примесь. По данным гранулометрического анализа (табл. 4,

Таблица 3

Химический состав коры выветривания карбонатно-биотитовых кристаллических сланцев скв. 77, вес. %

Компоненты	Обр. 1	Обр. 3
SiO ₂	32,38	71,90
TiO ₂	0,59	0,30
Al ₂ O ₃	7,90	16,65
Fe ₂ O ₃	2,48	1,21
FeO	2,69	0,73
MnO	0,75	0,02
MgO	4,60	0,38
CaO	24,22	0,26
Na ₂ O	0,15	0,15
K ₂ O	1,16	4,05
H ₂ O ⁺	22,35	4,72
H ₂ O ⁻	1,14	1,24
Сумма	99,27	100,37

Аналитик Г. С. Кацнельсон.

Таблица 4

Гранулометрический состав коры выветривания плагиогранитов и гнейсов скв. 36

№ образца	Зона профиля	Класс, %							Сумма
		1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01<0,001	
8	Дезинтеграции и выщелачивания Контактная плагиогранитов и биотитовых гнейсов	35,60	7,30	9,50	8,74	7,54	20,80	9,56	99,04
7		11,54	4,96	11,96	14,56	9,64	27,70	18,80	
6	Перемещенная кора выветривания плагиогранитов и биотитовых гнейсов	5,56	8,26	16,08	16,76	10,64	23,14	18,72	99,16

Таблица 5

Рентгенометрические константы минералов из коры выветривания плагиогранитов и биотитовых гнейсов скв. 36

Обр. 8				Обр. 8-а		Обр. 7		Обр. 6-а						Обр. 6-б	
естественный		прокаленный		I	dÅ	I	dÅ	естественный		прокаленный		насыщенный		I	dÅ
I	dÅ	I	dÅ					I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ		
4ш	13,920	7	10,10	10	10,100	2	10,03	10	13,82	10	9,90	10	16,90	10	13,00
6ш	9,910	4	7,30	2	5,020	10	7,170	8	7,250			4	8,40	10	10,30
5ш	7,250	3	4,99	4	4,610	3	4,880	4	4,880	2	4,80	7	7,26	7	8,06
1	5,000	4	4,52	3	3,680	10	4,460	9	4,430	9	4,45			9	7,27
5	4,670			8	3,340	5	4,130	2	4,120					5	6,25
4	4,520			1	3,130	6	3,570	5	3,590					9	5,07
7	4,230			4	2,876	5	3,330	2	3,330					5	4,25
8	3,670			9	2,617	4	3,030	3	2,820					10	3,70

10	3,330			2	2,508	2	2,820	5	2,560	5	2,55			6	3,58
4	2,695			8	2,429	7	2,560	2	2,500					10ш	3,36
4	2,565			1	2,300	4	2,480	3	2,340						
6	2,440			1	2,260	6	2,340	2	1,990						
5	2,260			8	2,170	1	2,270	4	1,690	3	1,71				
3	2,220			6ш	1,999	3	1,990	4	1,640						
5	2,120			1	1,910	3	1,687	9	1,500	7	1,50				
5	1,997			1	1,839	3	1,630	2	1,290						
5	1,967			1	1,740	2	1,537								
9	1,810			2	1,695	9	1,490								
4	1,690			6	1,670										
5	1,660			9	1,536										
3	1,599			1	1,518										
9	1,536			1	1,439										
3	1,510			1	1,402										
4	1,449			1	1,360										
9	1,372			3	1,329										
4	1,280			2	1,314										
6	1,150			2	1,289										
8	1,079			2	1,130										
				1	1,086										
				1	1,064										
				1	1,050										

обр. 8), на долю пелитовой фракции приходится около 30%, из них глинистых минералов 9,56%. Основным гипергенным минералом структурного элювия является галлуазит, в качестве незначительной примеси присутствуют вермикулит и гидрослюда (табл. 5, обр. 8). Зеленовато-серый землистый галлуазит развивается по плоскостям спайности и трещинам давления плагиоклазов. Мелкодисперсный вермикулит образовался по биотиту. Отражение 001 вермикулита, равное 13,9 Å, смещается в область 19 Å от нагревания при 700° и остается неизменным после насыщения (табл. 5, обр. 8). Гидрослюды развивались по биотиту и серицитизированным плагиоклазам. В пределах зоны слабодезинтегрированных гранитов помимо гидратированного сохраняется и неизменный биотит (обр. 8-а). Зона дезинтеграции и выщелачивания плагиогранитов сменяется каолинит-гидрослюдистой зоной биотитовых гнейсов. Плагиограниты сохраняют структурные и текстурные признаки материнской породы, хотя по профилю количество глинистых минералов резко возрастает.

Содержание пелитовой фракции повышается до 40% (табл. 4, обр. 7). Соответственно увеличивается до (19%) и содержание глинозема (табл. 6, обр. 7). Основными гипергенными минералами глинисто-структурного элювия по-прежнему являются галлуазит, каолинит с примесью гидрослюды. Зеленовато-серый землистый галлуазит псевдоморфно замещает плагиоклазы, мусковит каолинизирован.

Таблица 6
Химический состав коры выветривания плагиогранитов и перемещенной коры выветривания и гнейсов скв. 36, вес. %

Компоненты	Зона дезинтегрированных плагиогранитов, обр. 7	Перемещенная кора выветривания, обр. 6
SiO ₂	58,35	66,86
TiO ₂	1,18	0,84
Al ₂ O ₃	18,96	15,33
Fe ₂ O ₃	6,81	2,95
FeO	2,63	1,99
MnO	0,06	0,04
MgO	1,57	2,17
CaO	0,44	0,33
Na ₂ O	0,10	0,13
K ₂ O	3,69	4,41
H ₂ O ⁻	2,08	1,08
H ₂ O ⁺	6,33	4,59
Сумма	100,12	99,64

Аналитики Р. М. Клячина.
Г. С. Кацнельсон.

Полевошпатово-биотитовые гнейсы, сохраняя текстурные признаки материнской породы, в то же время полностью утрачивают ее структуру. Гипергенными минералами глинистого элювия являются галлуазит, каолинит, гидрослюды, хлорит, вермикулит, окислы железа. Каолинит, галлуазит и гидрослюда присутствуют в выветрелой породе примерно в равных количествах. Землистый галлуазит и мелкочешуйчатый каолинит полностью замещают полевошпатовые и частично слюдистые минералы. Гидратация биотита сопровождается выделением пылевидного лейкоксена и окислов железа. Диоктаэд-

рические гидрослюды, псевдоморфно замещающие биотит, образуют высокоинтерферирующие микрочешуйчатые, игольчатые, спутанно-волокнуистые агрегаты. Часть гидрослюды каолинизирована. На кривой нагревания полиминеральной смеси проявляются эффекты, характерные для основных компонентов.

Верхнюю часть разреза выветрелого профиля составляет перемещенная кора выветривания, содержащая продукты зоны гипергенеза плагиогранитов и биотитовых гнейсов. Порода напоминает слабо сцементированный среднезернистый слюдястый песчаник серого цвета с «порфириовидными» вкраплениями кварца, каолинизированного микроклина, мелких обломков гранита (см. табл. 4, обр. 6). Содержание пелитовой фракции около 40%, на долю глинистых минералов (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюды, вермикулит) приходится до 10% породы.

Биотит, представленный политипными модификациями I M или 3 T, частично замещен бурым криптокристаллическим агрегатом монтмориллонита (см. табл. 5, обр. 6-а). Рентгенометрические исследования отдельных монокристаллов биотита показали, что при его гидратации образовалась смешанно-слоистая фаза слюда—хлорит (см. табл. 5, обр. 6-б). Помимо каолинита, галлуазита, монтмориллонита и гидрослюды в тонкодисперсной фракции присутствует вермикулит, эндотермический эффект которого при 270° проявляется на термограмме полиминеральной смеси. Полиминеральность тонкопелитовой фракции перемещенной коры выветривания обуславливает ее полидисперсность. Каолинит мелкодисперсный, галлуазит образует крупные трубчатые кристаллы, а изометрично-пластинчатые и удлиненно-пластинчатые кристаллы гидрослюды и вермикулита составляют как мелко-, так и грубодисперсную часть фракции. Монтмориллонит образует хлопьевидные агрегаты с закрученными краями.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ ТЕРРИГЕННО-ЭФфуЗИВНОЙ СВИТЫ

Буровыми работами Бурятского геологического управления установлено, что танхойскую свиту местами подстилают некристаллические породы слюдянской серии, а базальты и конгломераты терригенно-эффузивной свиты, на которых развита кора выветривания (Наумов, 1964 г.). Мощность толщи 60—65 м, на конгломераты приходится до 20—23 м. Там, где конгломераты не перекрыты базальтовыми потоками, они интенсивно выветрели.

Неизмененный конгломерат состоит из гальки изверженных и метаморфических пород, сцементированных песчано-глинистым и туфогенным материалом. Гипергенное минерало-

образование привело к превращению конгломератовой толщи в разнозернистый глинистый песок. В общей сильно выветрелой песчано-алеврито-пелитовой массе встречаются выветрелые и неветрелые обломки базальтов, амфиболитов, серпентинитов, кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов; довольно часты крупные обломки кварца, выветрелого полевого шпата.

В нижней части разреза резко возрастает роль обломков выветрелых метаморфических сланцев и гнейсов подстилающей слюдянской серии. По минеральному составу преобразованного в процессе гипергенеза песчано-глинистого и туфогенного цемента в конгломератовой толще выделены две зоны: верхняя, существенно каолинитовая с гиббситом, и нижняя, существенно монтмориллонитовая с примесью разнообразных глинистых минералов.

В верхней зоне основная каолинитовая масса, пигментированная окислами железа, содержит обломки хлоритизированного стекла, эффузивных пород, каолинизированные обломки кристаллических сланцев и гранитов. Песчаная и алевролитовая фракции представлены кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, преобладает кварц. Из аксессуарных минералов отмечены эпидот (до 70%), ильменит, рутил, циркон, сфен, монацит, лейкоксен, турмалин, гранат, дистен, пирит. Если верхняя часть выветрелого профиля переотложена, в ней резко возрастает роль пирита (до 40%), псевдоморфно развивающегося по растительным остаткам в виде натечных почковидных агрегатов. Гипергенный каолинит образует сплошную тонкоагрегатную массу, почти не поляризующую под микроскопом. На электронно-микроскопических снимках отражена его полидисперсность (см. рис. 2, в). Характерными гексагональными формами обладают лишь мелкодисперсные кристаллы. Каолинит структурно совершенный, реже со средней степенью совершенства. На кривых нагревания каолинитов резко выражены его эффекты при 575 и 950° (см. рис. 5; рис. 3, кривые 1, 2). Эндоэффект при 300° резкий, но неглубокий свидетельствует о присутствии гиббсита. В качестве примеси встречаются галлуазит и метагаллуазит, составляющие грубодисперсную часть тонкопелитовой фракции, а также гидрослюда и монтмориллонит диоктаэдрического типа. Часто их настолько мало, что характерные эффекты не проявляются на кривых нагревания (рис. 3, кривые 3, 4). Гипергенный гиббсит, заполняющий пустоты и трещины в цементе конгломератов верхней части профиля, часто окаймлен шнуровидным галлуазитом. Псевдоморфозы гиббсита по полевым шпатам и выщелоченным хлоритам сохраняют контуры минералов-родоначальников. Ощутимые концентрации монтмориллонита в пределах каолинитовой зоны резко снижают содержание глинозема (табл. 7, обр. 7).

Нижние горизонты конгломератов (зона существенно монтмориллонитовая) окрашены в зелено-вато-серый, зеленый и болотно-зеленый цвета за счет возросшей роли монтмориллонита и хлоритов. Состав породообразующих кластогенных и акцессорных минералов в пределах существенно монтмориллонитовой зоны сходен с минералами каолиновой зоны. Монтмориллонит не образует номинеральных фракций в цементе. Как правило, он ассоциирует с каолинитом, галлуазитом, гидрослюдами, хлоритом. Аллотигенный монтмориллонит образует разноориентированные мелкочешуйчатые агрегаты, интерферирующие в оранжево-желтых тонах, а аутигенный псевдоморфно замещает хлоритизированный биотит, обломки стекла, амфиболы, пироксены и мелкочешуйчатую гидрослюда.

Хлопьевидные агрегаты монтмориллонита составляют самую тонкодисперсную часть фракции <0,001 мм. Преобладание монтмориллонита и гидрослюд влияет на характер кривых нагревания (рис. 3, кривые 5, 6). Содержание глинозема зависит от того, какую роль в составе цемента конгломератов играл каолинит из кор выветривания на породах слюдян-

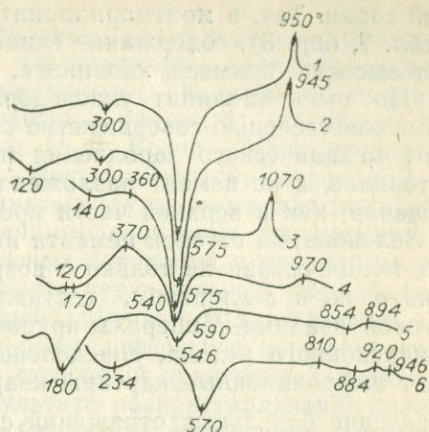


Рис. 3. Кривые нагревания глинистых минералов из кор выветривания на конгломератах терригенно-эффузивной свиты. Тункинская впадина, фракция <0,001 мм.

1 — скв. 60, обр. 3; 2 — скв. 60, обр. 1; 3 — скв. 60, обр. 2; 4 — скв. 82, обр. 7; 5 — скв. 53, обр. 9; 6 — скв. 82, обр. 8.

Таблица 7

Химический состав глинистых минералов из коры выветривания на конгломератах, вес. %

Компоненты	Скв. 60		Скв. 82	
	обр. 2	обр. 1	обр. 7	обр. 8
SiO ₂	48,89	44,53	42,97	47,51
TiO ₂	0,92	0,77	2,07	0,71
Al ₂ O ₃	22,38	26,52	24,52	28,69
Fe ₂ O ₃	9,27	8,64	9,36	6,23
MgO	2,18	0,69	2,71	1,34
CaO	1,06	2,45	1,85	1,02
Na ₂ O	1,10	Следы	0,12	Следы
K ₂ O	0,25	0,51	0,58	0,42
H ₂ O ⁺	13,58	13,74	13,02	10,84
H ₂ O ⁻	1,88	3,14	2,54	4,06
Сумма	100,51	100,99	99,74	100,82

Аналитик Р. М. Клячина.

ской серии. Так, в монтмориллонитовой зоне, вскрытой скв. 82 (табл. 7, обр. 8), содержание глинозема достигает 28,69% за счет высокой примеси каолинита, а также монтмориллонита. Но здесь каолинит унаследованный, а не гипергенный, с высокой степенью совершенства структуры. Он образует цемент механического заполнения пор в песчано-алевритовом материале, а не цемент разложения или псевдоморфного замещения, как в верхней части профиля, где он гипергенный.

Зеленоватый оттенок цемента нижней части конгломератовой толщи связан не только с возрастной ролью монтмориллонита, но и с хлоритом, составляющим до 75% крупнопелитовой фракции. Минералы крупнопелитовой фракции, кроме иммерсионного метода, определены рентгенометрически. Они дают дифракционные картины кварца и слоистых силикатов. Поведение базальных отражений с d_{001} —10,1 9,93 Å и 14,4—14,24 Å при насыщении глицерином и после прокаливания дает основание относить их к гидрослюде и хлориту (табл. 8).

Глинистые минералы кор выветривания на базальтах. Вопросам формирования и распространения трахибазальтовой формации Юго-Западного Прибайкалья посвящены работы Н. А. Логачева (1956), И. В. Белова (1963) и др. Базальты раннего этапа кайнозойского вулканизма предположительно мел-палеогенового возраста входят в состав терригенно-эффузивной свиты. Они подстилают конгломератовую толщу, располагаясь непосредственно на коре выветривания пород слюдянской серии, или перекрывают ее. Базальты серые, темно-серые, черно-зеленые, мелкокристаллические, почти афанитовые разности с порфиоровидными выделениями оливина, часто пористые. Структура их интерсертальная, пойкилофитовая, долеритовая, микродолеритовая.

Таблица 8

Рентгенометрические константы глинистых минералов из коры выветривания конгломератов терригенно-эффузивной свиты (Тункинская впадина; фракция <0,001 мм)

Скв. 53, обр. 9		Скв. 82, обр. 7		Скв. 60, обр. 2		Скв. 53, обр. 9		Скв. 82, обр. 7		Скв. 60, обр. 2	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
10	14,200	5	14,400	3	9,720	2	2,850	3	2,830	6	2,560
2	7,400	3	10,500	8	7,240	1	2,730	7	2,570	3	2,510
3	4,960	8	7,200	4	4,870	4	2,560	3	2,500	5	2,347
7	4,470	5	4,930	10	4,420	1	2,350	4	2,340	2	2,000
2	3,720	10	4,480	1	3,880	1	2,010	3	1,993	3	1,898
2	3,540	3	3,920	6	3,540	2	1,690	3	1,691	4	1,680
3	3,350	7	3,550	4	2,827	2	1,652	3	1,650	4	1,640
3	3,200	5	3,340	4	2,760	4	1,496	2	1,538	7	1,487
								6	1,491	1	1,325

Аналитик З. Ф. Тимофеева.

Базальты состоят из основного плагиоклаза (лабрадора), моноклинного пироксена (титан-авгита), оливина, рудных минералов (магнетита, ильменита), палагонита, цеолитов (натролит), хлорита, кальцита, арагонита; халцедон, как правило, выполняет пустоты. И. В. Белов (1963) относит их к группе палагонитовых разностей. Рентгеноаморфный палагонит заполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и пироксена, образует шаровидные скопления концентрического строения или в виде неясных очертаний и прожилков пересекает породу. Цвет палагонита черно-зеленый, бордово-зеленый, светло-бурый, пятнистый. Нераскристаллизованные разности не двупреломляют и дают диффузную дифракционную картину. Для большинства скоплений палагонита характерно зональное строение. В результате раскристаллизации палагонита образуются хлориты. Структура хлоритовых агрегатов секториально-лучистая, сноповидная, сегментированно-шнуровидная, червеобразная, сегментированная. Сегменты хлорита перпендикулярны стенкам пустот и трещин, которые они заполняют. Мощность базальтовых покровов достигает 50 м; полностью базальты вскрыты скв. 1, расположенной в северной части Ахаликского бурогоугольного месторождения; на выветрелую зону здесь приходится до 20 м. Верхние горизонты выветрелых профилей часто переотложены, представлены песчано-глинистой брекчией с резким преобладанием глинистого материала. Для переотложенных продуктов кор выветривания характерно максимальное содержание глинозема.

Отличительной особенностью кор выветривания на базальтах является распространение восстановленных профилей шамозит-каолинитового типа с сидеритом и пиритом. Эпоха корообразования сменилась танхойским этапом осадконакопления. В болотных фациях происходило интенсивное восстановление окисленных профилей. Минеральные ассоциации окисленного профиля замещены ассоциациями восстановленных зон. По минералам-реликтам можно судить, что на базальтах в предтанхойское время образовались коры выветривания латеритного типа, имевшие хорошо выраженную зональность. Снизу вверх в базальтах можно выделить следующие зоны: 1) неизмененных или слабоизмененных базальтов; 2) гидрохлорит-монтмориллонитовую; 3) охристо-каолинит-галлуазитовую с гиббситом.

Установить мощности отдельных зон невозможно по ряду причин. Во-первых, базальты вскрыты скважинами на разные глубины, верхние горизонты выветрелых профилей часто размывы и наложенные процессы захватывают почти все зоны профиля. Даже в пределах неизмененных или слабоизмененных базальтов по трещинам развивался индигово-синий вивианит. Процессы восстановления в болотных фациях привели к редукции железа и возникновению новых минеральных ас-

социаций, отличных от ассоциаций окисленных профилей. Под влиянием наложенных процессов вместо гидрохлорит-монтмориллонитовой и охристой каолинит-галлуазитовой зоны образовались монтмориллонит-гидрохлоритовая зона с шамозитом и сидеритом и интенсивно шамозитизированная зона с сидеритом. Сохранившийся окисленный профиль вскрыт только одной скважиной (скв. 66). Из двух типов профилей наиболее развиты профили наложенного типа. Для них характерны три минеральные ассоциации — реликтовые минералы материнской породы, представленные плагиоклазом (лабрадор), титанистым авгитом, сфеном; реликтовые минералы окисленного профиля — монтмориллонит, хлорит, гидрохлорит, каолинит, галлуазит, гиббсит, гётит, гидрогётит; и новообразованные минералы восстановленного профиля — шамозит, галлуазит, сидерит и пирит.

Глинисто-охристый элювий был фрагментарно отбелен. Этим, вероятно, можно объяснить резкое падение содержания общего железа в верхних горизонтах восстановленных профилей, отвечающих охристо-каолинитовой зоне (табл. 9, скв. 83, обр. 2). Содержание общего железа не превышает 2,7%, в то время как в пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны, частично шамозитизированной, содержание общего железа составляет 23,66% (табл. 9, скв. 83, обр. 1).

В нижних горизонтах выветрелых профилей, где каолинит, гидрохлорит, галлуазит и монтмориллонит псевдоморфно замещают минералы, сохраняя структуру материнской породы, наблюдается псевдоморфная шамозитизация первичной структуры.

К шамозитам относятся двухслойные минералы хлоритовой группы, имеющие каолинит-серпентиновую структуру, которая ведет себя при термических обработках и насыщении органическими жидкостями так же, как и другие минералы с каолиноподобной структурой (Бриндли, Робинсоном, 1955).

Процесс шамозитизации сопровождается общим осветлением породы и перераспределением отдельных компонентов. Основное отличие окисленного и восстановленного профилей заключается в поведении железа. Если обратиться к результатам химических анализов (см. табл. 9), нетрудно убедиться, что снизу вверх уменьшается содержание щелочей и щелочных земель, по мере увеличения содержания глинистых минералов возрастает роль глинозема и воды. В окисленном профиле снизу вверх соответственно должна возрастать роль окисного железа, а в восстановленных профилях соотношение окисного и закисного железа обратное. Основная масса закисного железа входит в состав сидерита, шамозита и в меньшей степени пирита.

В качестве переходной ступени от неизмененных базальтов к гидрохлорит-монтмориллонитовой зоне с сидеритом и шамозитом следовало бы выделить зону дезинтеграции и выщела-

Таблица 9

Химический состав базальтов и коры их выветривания, вес. %

Компоненты	Базальт неизмененный		Монтмориллонит-гидрохлоритовая зона с шамозитом и сидеритом			Интенсивно шамозитизированная зона с сидеритом*			
	скв. 72, обр. 1	скв. 1-А, обр. 22	скв. 72, обр. 2	скв. 1-А, обр. 21	скв. 83**, обр. 1	скв. 72, обр. 3	скв. 1-А, обр. 20	скв. 61, обр. 98	скв. 83**, обр. 2
SiO ₂	48,78	49,14	45,32	41,49	26,74	42,71	26,32	37,96	30,15
TiO ₂	1,42	2,45	1,38	4,03	Не опр.	1,54	2,01	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	16,94	15,84	17,33	14,89	19,95	21,92	14,75	32,30	39,41
Fe ₂ O ₃	7,09	4,52	7,28	6,42	23,66	3,73	4,66	Не опр.	2,70
FeO	4,87	5,60	8,51	10,18	(общ.)	11,88	23,02	»	(общ.)
MnO	—	0,04	—	0,30	Не опр.	—	0,13	»	Не опр.
MgO	4,45	6,49	3,26	2,60	»	1,32	2,59	»	»
CaO	8,96	7,47	5,77	3,68	»	1,53	1,86	»	»
Na ₂ O	3,07	4,06	2,64	3,36	0,24	0,84	0,86	»	0,19
K ₂ O	1,87	1,15	2,00	1,56	0,39	1,56	0,59	»	0,36
H ₂ O ⁻	2,20	0,70	2,68	2,30	0,39	3,82	2,00	»	Не опр.
H ₂ O ⁺	2,57	2,50	7,07	10,99	0,39	13,37	23,32	»	»
Сумма	100,02	99,26	100,56	99,50		100,40	100,04		

* Соответствует верхам гидрохлорит-монтмориллонитовой и охристо-каолинитовой зоне с гиббситом окисленного профиля.

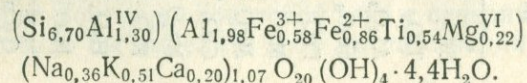
** Данные по Ф. К. Волколакову. Аналитики Т. А. Лахно, Г. С. Кацнельсон.

Гранулометрический состав коры выветривания

№ скважины	№ образца	Зона профиля	Класс, %		
			>1	1—0,5	0,5—0,25
72	3	Интенсивно шамозитизированная (соответствует верхам монтмориллонит-гидрохлоритовой и охристо-каолинитовой с гиббситом зонам окисленного профиля)	7,53	1,95	0,43
1	5		38,46	0,10	0,28
72	2	Монтмориллонит-гидрохлоритовая с шамозитом и сидеритом (соответствует монтмориллонит-гидрохлоритовой зоне окисленного профиля)	3,18	0,20	0,31
1	6		0,15	0,15	0,14

чивания, где по сравнению с материнской породой существенную роль играют минералы новообразования. Порода сохраняет темно-зеленый цвет, монолитность, при ударе легко рассыпается на отдельные остроугольные обломки, сохраняет текстурные и структурные признаки материнского субстрата. Вверх по разрезу степень глинистости резко возрастает и в пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны фракция <0,001 мм составляет больше 50% (табл. 10). Породообразующими становятся гипергенные минералы окисленного профиля — гидрохлорит и монтмориллонит и аутигенные минералы наложенного профиля — сидерит, шамозит. Ярко-зеленый тонкодисперсный гидрохлорит замещает пироксен и хлорит в интерстициях и миндалинах, образуя причудливо изогнутые червеобразные агрегаты. Монтмориллонит псевдоморфно замещает плагиоклаз, развиваясь в первую очередь по плоскостям спайности и трещинам, а инфильтрационно-метасоматический шамозит — гипергенные минералы структурного элювия. Для верхних горизонтов монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны характерна полная потеря структурных признаков материнского субстрата. Порода, скорее, напоминает алевритистую глину. Тонкодисперсная фракция представлена монтмориллонитом, псевдоморфно замещающим плагиоклаз, и гидрохлоритом (табл. 11, скв. 72, обр. 2; скв. 1, обр. 6).

На кривой нагревания выражены эндотермические и экзотермические эффекты монтмориллонита и гидрохлорита (см. рис. 4, кривые 1, 2). Нам удалось выделить мономинеральный монтмориллонит и рассчитать его структурную формулу, исходя из 22 атомов кислорода:



базальтов терригенно-эффузивной свиты

0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01—(<0,001)	Сумма
2,06	7,60	13,95	34,48	99,93
0,13	12,18	32,74	50,10	—
26,86	—	32,64	40,19	—

Мелкочешуйчатый и тонкодисперсный шамозит образует на фоне темно-зеленой гидрохлорит-монтмориллонитовой массы фрагментарный светло-зеленый крап, показатели преломления колеблются в очень широких пределах. Величина показателей преломления зависит от состава замещаемого минерала (Никитина, 1968) и характера катионного заселения октаэдрической координации. В пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны шамозит является преимущественно метасоматическим минералом. Он образует псевдоморфозы почти по всем реликтовым минералам материнской породы и гипергенным минералам окисленного профиля. Метаколлоидные и криптоточешуйчатые формы инфильтрационного шамозита заполняют трещины и пустоты. Интенсивно шамозитизированные участки породы утрачивают структуру материнского субстрата, лишь иногда сохраняя контуры минералов-родоначальников.

Основную массу составляет мелкочешуйчатый шамозит,

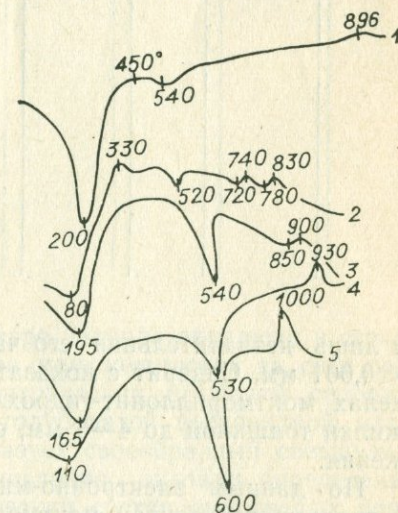


Рис. 4. Кривые нагревания глинистых минералов из кор выветривания базальтов терригенно-эффузивной свиты. Тункинская впадина, фракция <0,001 мм.

1 — скв. 72, обр. 2; 2 — скв. 1, обр. 21; 3 — скв. 61, обр. 4016; 4 — скв. 72, обр. 3; 5 — скв. 50, обр. 111.

Рентгенометрические константы минералов

Монтмориллонит-гидрохлоритовая зона							
Скв. 72, обр. 2		Скв. 1, обр. 6					
		естественный		прокаленный		насыщенный	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
10	15,500	10	13,680	10	9,9	10	17,9
2	7,180	8	7,210			8	7,23
3	4,940	4	4,880	3	4,90		
6	4,520	10ш	4,420	7	4,45		
2	4,140	2	4,180				
1	3,770	3	3,990				
4	3,520	8	3,530				
5	3,230	4	2,790				
5	2,550	8	2,560	6	2,57		
1	1,790	6	3,490				
2	1,525	8	2,340				
3	1,483	2	1,980				
		2	1,900				
		5	1,690	4	1,70		
		5	1,640				
		9	1,489	5	1,50		
		1	1,359				
		4	1,282				
		4	1,231				

и лишь незначительная его часть входит в состав фракции <math><0,001</math> мм. Сидерит с показателем преломления 1,810, в пределах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны образует прожилки толщиной до 4—5 мм, округлые или почковидные стяжения.

По данным электронно-микроскопических исследований, в верхних горизонтах монтмориллонит-гидрохлоритовой зоны наряду с монтмориллонитом существенная роль принадлежит галлуазиту. Кривая нагревания тонкопелитовой фракции имеет эндо- и экзотермические эффекты, характерные для этих компонентов (рис. 4, кривая 3).

В верхней части восстановленного профиля сидерит образует прожилки мощностью до 5—6 см или концентрические

из коры выветривания базальтов

с шамозитом и сидеритом							
Скв. 72, обр. 2		Скв. 1, обр. 6		Скв. 61, обр. 4016			
				естественный		насыщенный	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
10	14,700	6	14,500	10	14,28	10	17,91
2	10,300	1	10,100	3	7,26	4	8,98
3	7,300	7	7,260	4	4,88	4	7,30
3	6,510	4	4,870	9	4,44		
2	5,880	10	4,430	1	3,88		
2	4,990	3	4,140	5	3,58		
8	4,500	3	3,720	5	2,79		
8	4,090	4	3,550	7	2,57		
8	3,750	4	2,810	3	2,50		
5ш	3,550	5	2,740	4	2,35		
10ш	3,210	9	2,550	2	1,73		
6	2,990	4	2,350	3	1,70		
6	2,920	3	2,230	3	1,64		
9	2,810	1	1,897	3	1,52		
9	2,520	4	1,867	5	1,49		
3	2,350	4	1,720				
2	2,295	4	1,507				
3	2,219	5	1,489				
8	2,138	3	1,470				
4	2,016	3	1,340				
4	1,970	2	1,290				
4	1,830	3	1,187				
4	1,790	3	1,156				
5	1,750	3	1,119				
5	1,723						
5	1,629	5	1,077				
5	1,510						
3	1,496						
3	1,420						
3	1,158						
3	1,132						

стяжения до 2—3 мм в диаметре. Порода окрашена в серовато-голубоватый цвет, текстура мелкопятнистая за счет серозеленого шамозита и концентрических стяжений сидерита. Шамозит на фоне серовато-голубоватой восковидной массы каолинита и галлуазита образует своеобразный светло-зеленый крап. Процессы восстановления оказали определенное влияние и на гранулометрический состав выветрелых пород (см. табл. 10). По сравнению с монтмориллонит-гидрохлоритовой зоной с шамозитом и сидеритом в пределах этой зоны резко возрастает роль песчаных фракций. Это «огрубение» материала выветрелого профиля связано с сидеритом, образующим концентрические стяжения песчаных размерностей.

Интенсивно шамозитизированная зона с сидеритом характе-

Скв. 72, обр. 3		Интенсивно-шамозитизированная					
		Скв. 72, обр. 3		Скв. 1, обр. 5 (фракция < 0,001 мм)			
				естественный		насыщенный	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
10	14,300	10	13,96	3	14,00	4	17,30
3	7,400	1	9,37	3	10,10	3	19,26
4	4,920	3	7,32	9	7,22	9	7,30
10	4,430	2	6,48	4	4,86	5	4,88
2	3,870	2	5,86		4,41	10	4,43
4	3,530	3	4,93	3	4,15	2	4,14
1	3,260	10	4,46	3	3,86		
3	2,800	7	4,15	9	3,53	8	3,54
5	2,550	5	3,76	1	3,31		
3	2,350	5	3,59	1	2,96		
2	1,906	2	3,46	2	2,78		
2	1,690	10	3,24	6	2,56	5	2,58
2	1,640	1	2,98	5	2,487		
6	1,490	9	2,81	6	2,338		
		9	2,55	1	2,207		
		5	2,35	2	1,988		
		1	2,23	3	1,891		
		4	2,158	5	1,680	4	1,70
		5	1,970	3	1,635		
		5	1,795	4	1,546	3	1,53
		5	1,741	9	1,484	9	1,49
		1	1,673	4	1,282		
		5ш	1,499	4	1,232		
		3	1,428				
		3	1,357				
		1	1,30				
		3	1,205				
		2	1,118				
		2	1,086				
		2	1,070				

* Соответствует верхам гидрохлорит-монтмориллонитовой и охристо-каолинитовой

ризуется резким преобладанием каолинита в тонкопелитовой фракции (см. рис. 2, г); с его дисперсностью связаны значительная ширина и диффузность дифракционных линий (табл. 11, скв. 49, обр. 1). На кривой нагревания отчетливо проявляются эффекты, характерные для каолинита (рис. 4, кривые 4, 5). В качестве примеси в основной каолинитовой массе присутствует галлуазит. Мелкочешуйчатый шамозит в основном входит в состав фракции < 0,05 мм.

При шамозитизации охристо-каолинитового элювия с гиббситом, частично отбеленного, происходило перераспределение глинозема в коре выветривания. По стенкам трещин и пустот, выполненных гиббситом, развивалась тонкая шнуро-

зона с сидеритом*							
Скв. 49, обр. 1. (фракция < 0,001)		Скв. 1, обр. 5 (фракция < 0,05 мм)		Скв. 61, обр. 4017 (фракция < 0,001 мм)			
				естественный		насыщенный	
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å
9ш	7,32	2	14,7	10	14,39	10	18,00
4	4,84	7	7,3	2	4,97	4	8,90
10ш	4,44	2	4,87	4	4,51		
3	4,13	7	4,43	5	3,63		
8ш	3,49	2	4,14	3	3,26		
5	2,80	8	3,60	4	3,11		
5	2,74	5	3,09	8	2,82		
5ш	2,54	10	2,81	2	2,59		
4	2,35	5ш	2,55	5	2,37		
4	2,23	8	2,35	5	2,15		
1	2,14	8	2,14	5	1,98		
3	1,90	7	1,968	2	1,93		
3	1,86	4	1,910	4	1,815		
3	1,72	4	1,799	8	1,750		
2	1,63	9	1,738	1	1,54		
2	1,547	1	1,531	4	1,52		
2	1,503	6	1,511				
6	1,485	3	1,493				
2	1,467	5	1,430				
2	1,338	2	1,400				
2	1,285	2	1,380				
		5	1,369				
		4	1,330				
		3	1,229				
		4	1,204				
		1	1,177				
		2	1,128				
		5	1,084				
		3	1,069				

зоне окисленного профиля. Аналитик Г. М. Кашаева.

видная оторочка шамозита и галлуазита. Гиббсит образует сегментарно-бобовидные и шнуровидные агрегаты, на кривой нагревания проявляется эндотермический эффект при 300—350°. На участках, обогащенных гиббситом, содержание глинозема поднимается до 40—43% (Волколаков, Хлыстов, 1967).

В заключение обзора глинистых минералов кор выветривания Тункинской впадины необходимо коснуться вопроса о глинистых минералах гипергенных зон, связанных с перерывом перед накоплением отложений охристой (аносовской) свиты—стратиграфического аналога красноцветной формации, широко распространенной на юге Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны. Однако красноцветные коры

выветривания, которые в пределах исследуемого региона и в сопредельных районах (Западное Забайкалье, Селенгинская Даурия и др.) рассматриваются как источник терригенных красноцветных толщ, крайне редки. В Тункинской впадине сохранилась красноцветная кора выветривания на базальтах, представленная зоной дезынтеграции и выщелачивания и ожелезненной монтмориллонитовой зоной.

Коры выветривания в Тункинской впадине развиты на трех стратиграфических уровнях, разделенных во времени процессами осадконакопления с соответствующими им тектоническим режимом и климатом.

Выветрелые профили мел-палеогенового возраста представляют в основном реликты площадных гипергенных зон, сформированных в условиях теплого влажного климата, и имеют свои стратиграфические аналоги в сопредельных районах (юго-восточное побережье оз. Байкал, Приольхонье, Баргузинская впадина, Ангаро-Ленское междуречье).

В геологическом строении кристаллического фундамента, подвергавшегося выветриванию, принимают участие разнообразные по возрасту и степени метаморфизма породы слюдянской серии и терригенно-эффузивной свиты.

Продукты разложения гнейсов и сланцев зависят от состава материнских пород. В соответствии с этим на метаморфических породах образуется два типа профилей: монтмориллонит (монтронит)-каолинит-галлуазитовый (по амфибол- и пироксенсодержащим разностям) и гидрослюдисто-каолинитовый (по полевошпатово-биотитовым разновидностям пород).

Глинистые минералы в корах выветривания на породах слюдянской серии представлены каолинитом, с разной степенью совершенства структуры, галлуазитом, гидрослюдой монтмориллонитом (диоктаэдрической и триоктаэдрической его разностями). В качестве примеси присутствуют хлорит, вермикулит. Выветривание достигало аллитной стадии.

Высокая слюдистость материнских пород обусловила образование смешаннослойных фаз слюда — вермикулит, слюда — хлорит, хлорит — монтмориллонит.

Многочисленные интрузии кислого и основного состава, прорывающие метаморфический комплекс, оказывают влияние на зональность выветрелых пород, приводя в ряде случаев к образованию инверсионных кор выветривания. Так, в несерицитизированных плагиогранитах наблюдается тенденция непосредственного образования галлуазита и каолинита по полевым шпатам уже в зоне дезынтеграции и выщелачивания.

На породах терригенно-эффузивной свиты, которая, вероятно, является стратиграфическим аналогом муромцевской свиты, выделенной Г. Г. Литвинцевым и Г. И. Таракановой (1967) на Ангаро-Ленском междуречье, развита кора выветривания латеритного типа.

Глинистые минералы, входящие в состав цемента конгломератов, представлены аллотигенными и гипергенными разновидностями со структурным мотивом 1:1 и 2:1. Самые крупные концентрации гиббсита были связаны с зоной гидролиза, где преобладали устойчивые минералы со структурным мотивом 1:1. В ряде случаев выветривание достигало стадии полного гидролиза и окисления.

Характерной особенностью кор выветривания на базальтах терригенно-эффузивной свиты является распространение восстановленных профилей, обязанных своим образованием эпигенетическим, в том числе инфильтрационным процессам, происходившим в восстановительных условиях болотных фаций. При этом возникали новообразованные ассоциации минералов (галлуазит, сидерит, шамозит, вивианит), отличные от ассоциаций гипергенных зон окисленных профилей.

Процессы восстановления сопровождалась разубоживанием гиббситоносных горизонтов, растворением и инфильтрацией минералов свободного глинозема, восстановлением и перераспределением железа.

Т. Г. РЯЩЕНКО, Н. И. ДЕМЬЯНОВИЧ

Г. О. СЕМЕНОВА, Р. И. ЕРШОВ.

Г. М. КАШАЕВА

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И КОРЕННЫХ ПОРОД АНГАРСКОЙ ЧАСТИ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

При инженерно-геологических исследованиях, проведенных на территории ангарской части Усть-Илимского водохранилища, большое внимание уделялось изучению состава и свойств рыхлого четвертичного покрова и коренных пород. Были выполнены значительные по объему работы, касающиеся минерального состава коллоидно-дисперсной части грунтов. Известно, что изучение глинистых минералов преследует решение целого ряда литологических задач, в то же время эти данные необходимы для выяснения природы проявления и прогнозирования показателей прочности пород, служащих объектами инженерной деятельности человека. Основная цель минералогических исследований четвертичных лессовых отложений заключалась в том, чтобы выделить различные стратиграфо-генетические группы пород (следовательно, соответствующие им инженерно-геологические комплексы) и установить взаимосвязи между составом глинистых минералов и некоторыми физико-механическими

свойствами грунтов. Рассмотрение глинистых минералов коренных пород проводилось для выяснения их роли в формировании четвертичного лессового покрова, а также влияния на показатели свойств, определяющие поведение этих отложений в коренном массиве.

В составе рыхлого четвертичного покрова лессовых пород примерно 30%; в основном это лессовидные суглинки и супеси — пылеватые, макропористые, в различной степени карбонатные, окрашенные в желтовато-палевые тона, мощностью от 1—2 м до 8—10 м. По геолого-генетическому принципу выделяются следующие инженерно-геологические комплексы лессовых пород: аллювиальные голоценовые и плейстоценовые отложения (пойменные фации террас высотой от 4 до 60 м), делювиальные верхнеплейстоценовые образования средних и высоких ангарских террас (от 15—20 до 60 м) и нерасчлененные элювиально-делювиальные и делювиальные отложения коренных склонов и водоразделов, выполненных породами ордовика, юры и триаса.

Коренные породы на исследованной площади представлены преимущественно нижнепалеозойскими осадочными образованиями: красноцветными песчаниками и алевролитами ийской свиты нижнего ордовика, песчаниками мамырской свиты среднего ордовика с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов; алевролитами, аргиллитами и мергелями братской свиты верхнего ордовика; алевролитами и аргиллитами кежемской и ярской свит нижнего и верхнего силура. Небольшие площади заняты песчано-глинистыми отложениями укугутской свиты нижней юры. Кроме того, широко развиты трапповые и туфогенные образования нижнего триаса и в меньшей степени песчаники и алевролиты карбона (тушамская и катская свиты).

Минеральный состав глинистой фракции ($<0,001$ мм) изучался на 85 образцах лессовидных суглинков и супесей и на 23 образцах алевролитов и аргиллитов. Выделение глинистой фракции проводилось методом Сабанина преимущественно без предварительного отмывания карбонатов (в большинстве случаев суспензии оказывались достаточно устойчивыми). Все без исключения образцы просматривались под электронным микроскопом УЭВМ-100 при различных увеличениях — от 3000 до 20000 в зависимости от степени дисперсности фракции. Параллельно получалась микрофракционная картина наиболее представительных минералов. Около половины проб подвергалось термическому анализу на термовесовой установке АТВУ-8 и 40% — рентгенометрическому. В 20 образцах фотометрическим методом определялось содержание K_2O и Na_2O .

Параллельно в исследованных образцах определялись содержание глинистой фракции (с помощью гранулометри-

ческого анализа пипеточным методом), коэффициент агрегативности (резерв глинистых частиц, находящихся в составе пылеватых или песчаных агрегатов), емкость катионного обмена и пластические свойства пород. В результате исследований были получены следующие данные по минеральному составу тонкопелитовых фракций рыхлых и коренных пород исследованного района.

Лессовые отложения характеризуются полиминеральностью глинистых фракций, что, безусловно, затрудняет расшифровку отдельных минералов. По данным рентгенометрического анализа (табл. 1), среди глинистых минералов лессовых пород отмечаются монтмориллонит, хлорит, гидрослюда и каолинит. Монтмориллонит (образцы: 99, гл. 7,5 м; 8218, гл. 3 м; 99, гл. 7,9 м; 8309, гл. 1,5 м) характеризуется базальными отражениями 001 в пределах 13,6—14 Å, что указывает на присутствие в структурах 1—2 слоев молекул воды (Bredley e. a., 1937). Хлорит нередко встречается в ассоциации с гидрослюдой и монтмориллонитом (образцы: 149, гл. 8,3 м; 8300, гл. 3,7 м; 30, гл. 1,5 м). Прокаливание приводит к усилению линии $d=10 \text{ Å}$ за счет наложения $d_{001} = 10 \text{ Å}$ дегидратированного монтмориллонита на базальный рефлекс гидрослюды. При насыщении глицерином появляется интенсивный рефлекс, соответствующий расстоянию около 18 Å при сохранении рефлекса в 14 Å. Наряду с обычным хлоритом отмечен так называемый разбухающий хлорит (обр. 153, гл. 1,3 м). Он дает на рентгенограмме интенсивный рефлекс, соответствующий 14,2—14,3 Å, который при нагревании становится равным 13,7 Å. Обработка глицерином приводит к разбуханию до 17—18 Å вследствие размещения глицерина между хлоритовыми слоями молекул. Минералы каолинитового типа дают серию базальных рефлексов. Основной рефлекс соответствует межплоскостному расстоянию в 7,1—7,2 Å, рефлекс 060 находится в пределах 1,48—1,49 Å. Они не изменяют своего положения при насыщении образца глицерином. При нагревании до 550—600° эти минералы переходят в аморфную фазу, не дающую рефлексов. Гидрослюды дают серию базальных отражений 10,5; 3,33 Å, не смещающихся от насыщения глицерином и нагревания. Результаты рентгенометрического анализа в большинстве случаев не только совпадают с данными минералогической расшифровки термограмм, но часто и уточняют их. Например, рентгенометрия обычно хорошо диагностирует присутствие каолинита и гидрослюды, температурные эффекты которых трудно определимы, так как фракции полиминеральны.

Таблица 1

Рентгенометрические константы глинистых фракций лессовых пород

Обр. 8140(2)		Обр. 8100(5)		Обр. 6161(1)		Обр. 8218(3)		Обр. 8214(2)		Обр. 8164(3)		Обр. 8309 (1,5)	
<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å	<i>I</i>	<i>d</i> Å
3	10,100	3	14,800	2	9,900	10	13,650	10	14,100	10	13,960	10	14,100
2	7,170	4	9,800	3	6,980	3	7,150	2	10,000	1	9,750	1	9,960
3	4,940	1	7,100	3	4,950	4	4,920	3	7,120	3	7,210	3	7,200
10	4,470	2	4,920	10	4,460	9	4,460	4	4,930	4	4,890	4	4,920
2	3,680	10	4,460	1	4,230	2	3,700	10	4,460	9	4,450	9	4,470
2	3,510	1	3,640	3	3,660	2	3,470	2	4,200	2	3,660	2	3,670
7	3,340	1	3,510	3	3,500	8	3,330	4	3,680	3	3,570	2	3,400
2	3,200	7	3,330	10	3,340	4	3,020	4	3,500	5	3,330	8	3,330
1	3,050	2	2,820	2	3,200	3	2,840	8	3,330	2	2,840	3	2,830
3	2,840	8	2,570	3	2,840	9	2,570	2	3,190	8	2,560	8	2,560
10	2,570	2	2,430	1	2,690	1	2,287	3	2,830	2	1,987	2	2,450
2	2,450	2	2,370	10	2,570	1	1,990	8	2,570	4	1,700	2	2,180
3	2,370	2	1,986	2	2,430	1	1,818	2	2,440	4	1,650	3	1,990
3	1,997	1	1,803	2	2,350	4	1,690	2	2,380	2	1,537	3	1,810
2	1,810	3	1,693	1	2,250	4	1,658	2	2,270	8	1,498	4	1,700
2	1,690	3	1,655	1	2,120	4	1,536	2	2,120	2	1,380	4	1,660
2	1,655	2	1,537	4	1,985	8	1,485	3	1,940	2	1,290	4	1,540
3	1,537	6	1,486	3	1,811	3	1,375	3	1,810	2	1,240	8	1,497
5	1,502			4	1,693	3	1,295	4	1,700			3	1,360
				4	1,655	1	1,250	4	1,650			2	1,198
				5	1,536			3	1,549			2	1,180
Гс, К		М, Гс, К		Гс, К		М, К		М, X, Гс		М, К		М, К, Гс	

Примечания: 1. В скобках дана глубина (м). 2. Условные обозначения для таблиц 1—10: К — каолинит, X — хлорит, Гс — гидрослюда, М — монтмориллонит, Г — галлуазит, В — вермикулит, П — палыгорскит, пр. — примесь, ш — широкая линия.

Результаты термического анализа приведены на рис. 1. На термограммах с достаточной точностью отмечают «монтмориллонитовые» эффекты: довольно интенсивная первая эндотермическая остановка при 130—165°, менее интенсивные вторая — 420—520° и третья — 760—920°, а также две экзотермические остановки — 330—380° и 790—940°. Для хлорита характерны два эндотермических (165 и 300°) и два экзотермических (400—490° и 600—670°) эффекта. Полиминеральность глинистой фракции затрудняет определение термических эффектов каолинита и гидрослюд, тем более, что последние очень часто оказываются видоизмененными, переходящими в монтмориллонит или хлорит. На присутствие примеси каолинита указывает эндотермическая реакция в интервале 500—600° с максимумом в 550—570°.

Электронно-микроскопический визуальный метод дает воз-

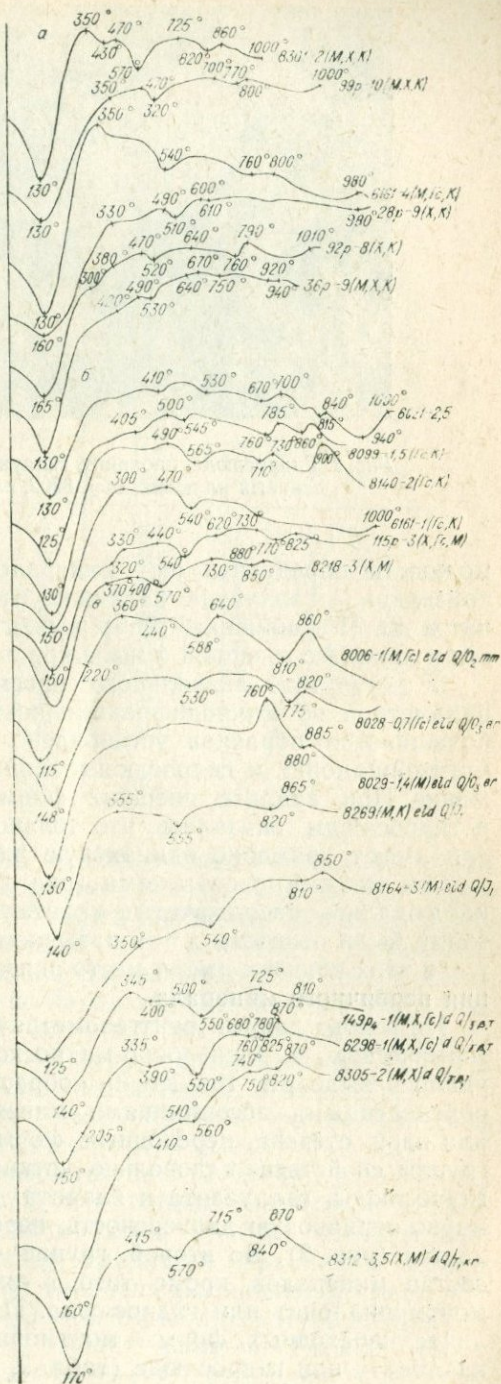


Рис. 1. Термограммы глинистых фракций лесовых пород.

а — аллювиальных, (Q_2-Q_4), б — делювиальных (Q_3), в — элювиально-делювиальных (Q).

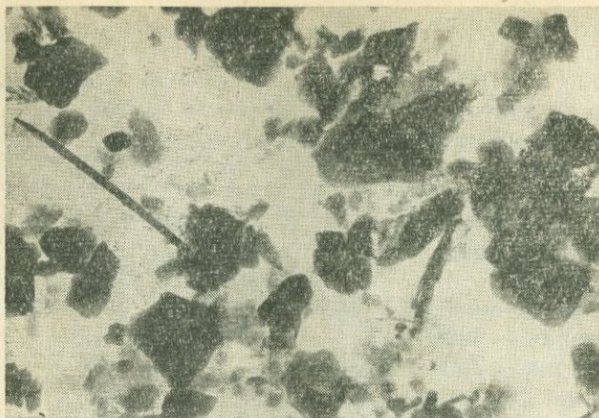


Рис. 2. Гидрослюда, каолинит, галлуазит (верхнеплейстоценовый аллювий, обр. 8202, гл. 1 м), $\times 7000$.

возможность определить ряд минералов по морфологическим признакам — галлуазит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и др. (Рекшинская, 1966), выявить степень их дисперсности и характер внешней формы кристаллов.

В результате визуального просмотра и ряда расчетов параметров по микродифракционному методу в абсолютном большинстве образцов установлено присутствие каолинита, монтмориллонит и гидрослюды занимают подчиненное положение. При анализе внешних форм кристаллов каолинита и гидрослюды оказалось, что только в некоторых образцах они имеют примерно одинаковую дисперсность и характеризуются четкими очертаниями (рис. 2). Во многих фракциях наблюдались расплывчатые кристаллы этих минералов, которые были отнесены к так называемым переходным формам, т. е. в этих случаях имели место эпигенетические преобразования **первичного минерала**.

На основе данных рентгенометрического анализа с учетом термических и электронно-микроскопических исследований удалось выделить три группы образцов, характеризующихся определенными ассоциациями минералов и наличием в той или иной степени переходных форм (табл. 2). Для первой группы свойственны довольно четкие кристаллы каолинита, гидрослюды, галлуазита и хлорита. Все частицы имеют примерно одинаковую дисперсность, переходных форм не наблюдается (рис. 2). Во второй группе отмечается аналогичный состав минералов, кроме того, в ряде случаев фиксируется монтмориллонит или гидрослюда. При этом установлено наличие переходных форм — монтмориллонит развивается по каолиниту или гидрослюде (табл. 2, образцы: 8209, гл. 4,5 м;

Таблица 2

Состав глинистых минералов в лессовых породах
(по группам)

Группа	№ образца	Глубина, м	Возраст	Минеральная ассоциация
I	8215	2,0	dQ ₃	К, Гс, Г
	8202	1,0	alQ ₃	К, X, Гс, Г
	39	1,3	dQ	К, X
	8559	0,9	dQ	X, К
II	155	3,0	dQ ₃	К, X, М, пр. Гс, Г
	113	10	alQ ₂	К, Гс
	8295	2,0	dQ	X, К, Гс
	8209	4,5	dQ ₃	К, X, М, пр. Гс
III	8199	1,0	dQ	К, Гс, X (?)
	6298	1,0	dQ	М, X, Гс, пр. К
	8300	1,5	dQ ₃	К, X, Гс, Г
	8223	2,0	alQ ₄	М, X, К, пр. Гс
	8305	2,0	dQ	М, К, X (?)
	99	10	alQ ₃	М, X, пр. К
	8307	1,5	dQ	К, X, В
	149	1,0	dQ	К, М, Гс
8269	1,0	dQ	М, X (?), К, Гс, В	

155, гл. 3 м). В третьей, наиболее многочисленной группе образцов преобладают трехкомпонентные минеральные ассоциации (монтмориллонит, хлорит, каолинит; каолинит, гидрослюда, хлорит; монтмориллонит, каолинит, гидрослюда и т. д.), причем переходные формы минералов встречаются очень часто. Например, по каолиниту развивается гидрослюда (табл. 2, обр. 8199, гл. 1 м), по гидрослуде—хлорит (табл. 2, обр. 8300, гл. 1,5 м), монтмориллонит (табл. 2, образцы: 8223, гл. 2 м; 6298, гл. 1 м, рис. 1, б, в) и т. д.

В глинистой фракции семи образцов фотометрическим методом определялось количество K_2O и Na_2O (табл. 3).

Содержание K_2O изменяется от 1,17 до 4,53%, Na_2O составляет всего 0,10—0,27% или вообще отсутствует. Минимальному количеству окиси калия (1,17%) соответствует хлорит-каолинитовый состав глинистой фракции, в остальных случаях присутствуют гидрослюды, причем их роль возрастает с увеличением K_2O . Согласно литературным данным (Методическое пособие..., 1968; Асланов, Рыжов, 1969), содержание калия в пределах 4—7% характерно для гидро-

Таблица 3

Содержание щелочей во фракции <0,001 мм, %

№ образца	Глубина, м	Возраст	Na ₂ O	K ₂ O	Минеральная ассоциация
6300	2,2	dQ	0,15	2,05	М, К, пр. Гс
149	5,5	dQ	0,25	3,16	Х, М, Гс, пр. К
8187	1,0	dQ	0,27	2,14	М, Х (?), К, пр. Гс
8300	3,7	dQ ₃	—	4,40	Гс, М, Х, пр. К
155	7,0	dQ ₃	—	4,53	Гс, М, Х, пр. К
8214	2,0	dQ ₃	0,21	2,38	К, Х, М, пр. Гс
118	0,7	dQ ₃	0,10	1,17	К, Х

слюдистой группы минералов. Этот предел отмечен только в двух образцах из семи исследованных. Таким образом, по результатам химических анализов гидрослюда занимают подчиненное положение в составе глинистых минералов лесовых пород.

В табл. 4 приведены данные минералогической расшифровки по различным видам анализов для ряда образцов лесовых пород.

Проведенные минералогические исследования позволили выделить определенные ассоциации глинистых минералов в различных стратиграфо-генетических типах лесовых отложений региона.

Аллювиальные отложения. В этой группе пород отмечается довольно четкое распределение минералов в соответствии с возрастом аллювия. В нижнеплейстоценовых отложениях преобладают монтмориллонит и гидрослюда с примесью каолинита, в верхнеплейстоценовых — каолинит и гидрослюда (см рис. 1), в редких случаях с монтмориллонитом и хлоритом. В составе современного аллювия снова наряду с каолинитом и гидрослюдой появляется монтмориллонит. Рентгенометрические данные, электронно-микроскопические снимки и термограммы наглядно отображают минеральный состав глинистых фракций лесового аллювия. Монтмориллонит является вторичным образованием, развивающимся за счет первичных форм каолинита и гидрослюда.

Верхнеплейстоценовый делювий. В глинистой фракции делювия выделяются три ассоциации минералов: 1) каолинит, хлорит, монтмориллонит, 2) каолинит, гидрослюда; 3) гидрослюда, монтмориллонит. Каолинит обычно имеет четкие очертания, изометричную или псевдогексагональную форму, гидрослюды также изометричны, в некоторых образцах встречены кристаллы галлуазита. Монтмориллонит и хлорит морфологически очень похожи — они представляют собой

Таблица 4

Глинистые минералы лессовых пород

№ образца	Глубина, м	Возраст	Минеральная ассоциация
36 113 8100	9,0 10,0 5,0	alQ ₂	К, Х, М, ед. Г К, Гс М, Гс, пр. К
8202 99	1,0 10,0	alQ ₃	К, Х, Гс, ед. Г М, Х, пр. К
8223 8301	2,0 2,0	alQ ₄	М, Х, К, пр. Гс М, Х(?), К, пр. Гс
8300 8209 155 8218 8140	1,5 2,5 3,0 3,0 3,0	dQ ₃	К, Х, Гс, пр. М К, Х К, Х, М, пр. Гс К, Х, М Гс, пр. К
8028 8029	0,7 1,4	$\frac{dQ^*}{O_3br}$	Гс Гс, М
8111	3,0	$\frac{dQ}{O_2mm}$	М, Х(?), Гс, пр. К
8295 8269 8559	2,0 1,0 0,3	$\frac{dQ}{J_1}$	К, Х, Гс М, Х(?), К, пр. Гс Х, К
6298 149 8305 8307	1,0 1,0 2,0 1,5	$\frac{dQ}{\gamma\beta T}$	М, Х, Гс, пр. К К, М, Гс М, К, Х(?) К, Х, В
8311 8312	1,0 3,5	$\frac{dQ}{T_1kr}$	М, Х, К Х, М, К

* В знаменателе — геологический индекс пород коренной основы.

тонкодисперсные хлопьевидные расплывчатые частицы. Каолинит и гидрослюда в большинстве случаев являются первичными (терригенными) образованиями. Монтмориллонит обычно отмечается в верхней части разреза (1—1,5 м), где наблюдаются его переходные формы по каолиниту или гидрослюдам, затем в процессе инфильтрации атмосферных осадков он, по-видимому, мигрирует в нижние горизонты толщи. О возможности подобной миграции имеются сведения в работах Э. Г. Рудченко (1968). Для нашего района примером может служить анализ разреза 5-метровой толщи лессовид-

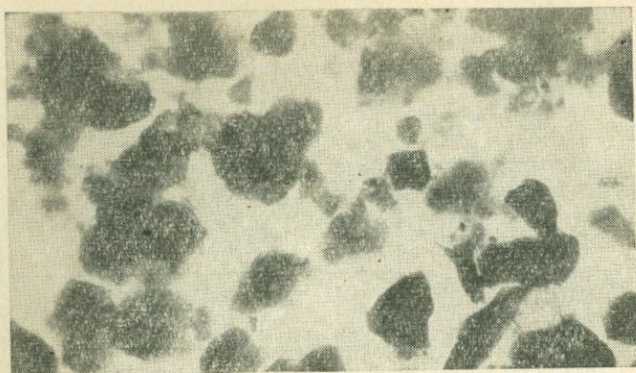


Рис. 3. Переходные формы гидрослюда — монтмориллонит (верхнеплейстоценовый делювий, обр. 99, гл. 7,5 мм), $\times 4000$.

ного суглинка по левобережью Ангары в районе дер. Банщи-ково. Здесь на глубине 1,5 м зафиксирован первичный као-линит с примесью терригенной гидрослюда, на глубине 2,5 м — каолинит и хлорит, а на глубине 4,5 м — каолинит, хлорит и монтмориллонит.

Таким образом, для данного стратиграфо-генетического типа лессовых пород характерно преобладание первичного каолинита и гидрослюд. Монтмориллонит обычно занимает подчиненное положение и является эпигенетическим минера-лом (рис. 3). Хлорит, по всей вероятности, может быть как первичным, так и вторичным образованием.

Элювиально-делювиальные отложения. Ассоциации глини-стых минералов в этих отложениях распределились в зависи-мости от состава коренных пород (табл. 5).

В области развития палеозойского осадочного комплекса характерно преобладание гидрослюд; в области мезозойских пород — хлорита, каолинита, монтмориллонита. В первом

Таблица 5

Глинистые минералы элювиально-делювиальных лессовых от-ложений

На площади развития пород ордовика	Мамырская свита	Гс, М, пр. К
	Братская свита	Гс, редко пр. М
На юрских породах		Х, К, пр. Гс; М, Х, пр. К, Гс
На площади развития пород триаса	Траппы	М, Х, К; К, Х, В
	Туфы	М, Х, пр. К

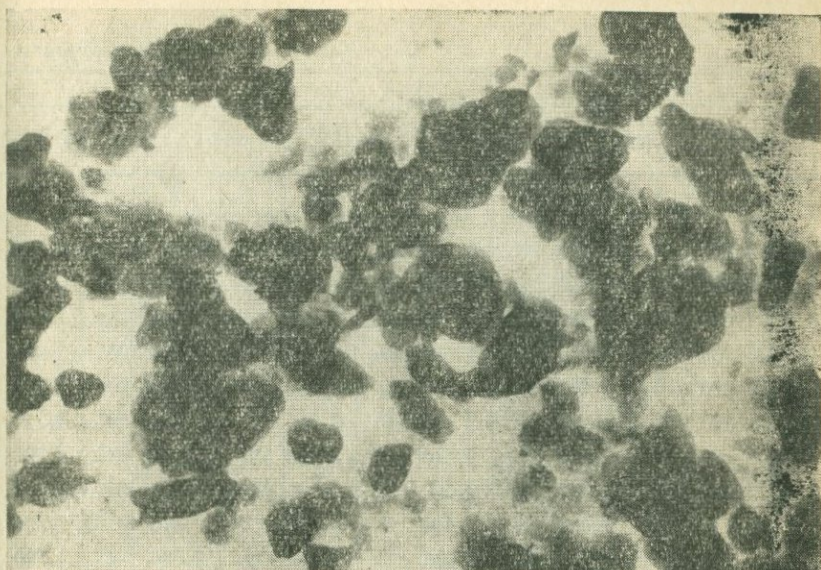


Рис. 4. Каолинит, хлорит (элювиально-делювиальные отложения на юрских породах, обр. 8559, гл. 0,3 м), $\times 7000$.

случае гидрослюды являются в большинстве образцов терригенными образованиями, во второй группе пород к терригенным компонентам относится каолинит (рис. 4). Монтмориллонит следует относить к разряду вторичных минералов, так как в электронном микроскопе хорошо видны переходные формы каолинита в монтмориллонит или гидрослюды в монтмориллонит.

В целом в лессовых породах исследованного региона наибольшим распространением пользуются первичные формы каолинита и монтмориллонит, который преимущественно является минералом зоны гипергенеза. Гидрослюды занимают относительно подчиненное положение. Отличительной чертой лессовых пород служит почти постоянное присутствие хлоритов.

Коренные породы. В составе глинистых фракций коренных пород в различных соотношениях присутствуют гидрослюда, хлорит, каолинит, галлузит; в трех образцах отмечен вермикулит, в двух — палыгорскит и в нескольких — монтмориллонит.

По результатам рентгенометрии (табл. 6), глинистая фракция пород нижнего палеозоя характеризуется в основном хлорит-гидрослюдистой и каолинит-гидрослюдистой ассоциациями, в единичных случаях — вермикулит-гидрослюдистой и монтмориллонитовой. Линии гидрослюды (9,89—

10,47 Å; 4,79—5,0 Å; 3,31—3,36 Å) различной степени интенсивности выделяются почти на всех рентгенограммах, не смещаясь при насыщении глицерином и при нагревании до 600°. Судя по d 006 (1,498—1,520 Å), минерал является диоктаэдрическим. Также отчетливо фиксируются все базальные рефлексы хлорита (13,89—14,70 Å; 6,98—7,21 Å; 4,47—4,49 Å; 3,50—3,53 Å), причем при нагревании заметно увеличивается интенсивность рефлекса 001 и ослабевает интенсивность d 002. В некоторых образцах (7795, гл. 24 м; 7734, гл. 1,5 м) рефлекс d 001 отличается наибольшей интенсивностью, при тепловой обработке он становится острее и равным 13,7 Å, а насыщение глицерином вызывает его увеличение до 17—18 Å в результате размещения молекул глицерина между хлоритовыми слоями. Такой характер изменения рефлекса 001 свидетельствует о набухающей разновидности хлорита. В обр. 7730 (гл. 16 м) первое базальное отражение имеет меньшую интенсивность по сравнению с таковой для прокаленного порошка, что является типичным признаком железистого хлорита. Каолинит диагностируется по серии базальных рефлексов от основного (d 001—7,10—7,23 Å) до d 006 (1,48 Å), которые не изменяются при насыщении глицерином, но исчезают при нагревании до 600°, так как каолинит переходит в аморфную фазу. Вермикулит опознан (обр. 7768, гл. 0,3) по интенсивному рефлексу d 001, равному 14,13 Å, и довольно слабому отражению d 002—7,25. Эти рефлексы не реагируют на насыщение глицерином, но при тепловой обработке в интервале 400—600° отмечается смещение первого из них к межплоскостному расстоянию 10 Å и увеличение его интенсивности, по-видимому, за счет присутствия гидрослюды. Монтмориллонитовый состав глинистой фракции (обр. 7752) определен по базальному отражению d 001, который при насыщении глицерином смещается до 17 Å. Значение его (13 Å) указывает на наличие в структуре минерала 1—2 слоев молекул воды, а базальное отражение d 006 (1,53 Å) свидетельствует о триоктаэдрическом типе минерала. Отмеченные рентгенометрией глинистые минералы диагностируются и по дифференцированным кривым нагревания (рис. 5). Почти все термограммы (за исключением кривой нагревания обр. 7752, гл. 0,7 м) однообразны и имеют три отчетливо выраженных эндотермических эффекта, кроме того, есть три экзотермических пика. Эндотермический пик в низкотемпературной области имеет максимум в интервале 100—160° и является наиболее глубоким. Он образован в

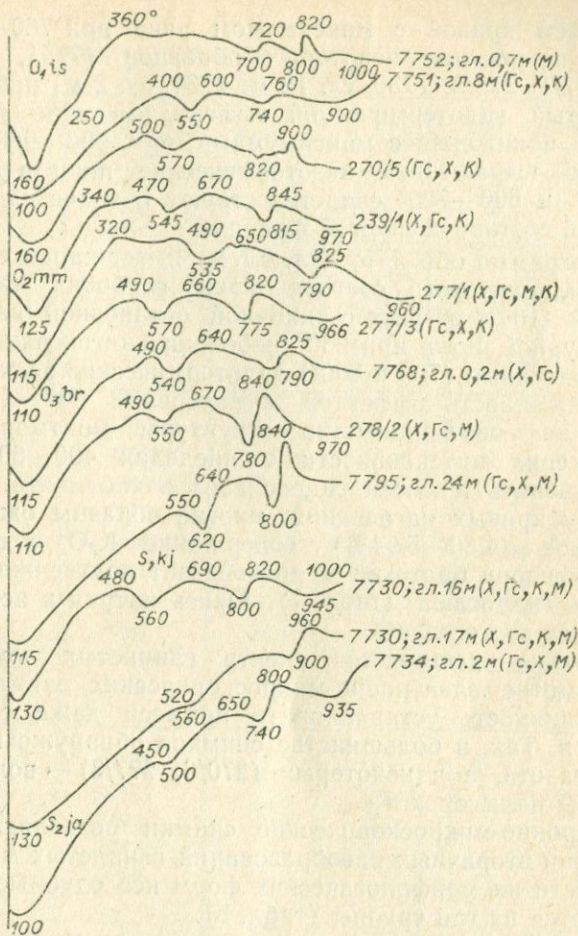


Рис. 5. Термограммы глинистых фракций коренных пород.

результате выделения адсорбционной воды из гидрослюды. Большая его интенсивность по сравнению со вторым может свидетельствовать о тонкодисперсности минерала или примеси монтмориллонита, образовавшегося за счет гидрослюды (Викулова, 1957).

Второй эндотермический эффект имеет максимум при $500-620^{\circ}$ и может быть отнесен как к гидрослюде, так и к каолиниту. Третья эндотермическая реакция характеризуется наиболее широким интервалом температур ($760-960^{\circ}$) и соответствует разрушению кристаллической структуры гидрослюды или монтмориллонита. За ним всегда следует кру-

той подъем кривой с максимумом пика при 760—960°. На кривых нагревания некоторых образцов (7751, гл. 8 м; 239/1; 277/1; 278/2; 7730, гл. 16 м; 7734, гл. 2 м) наблюдается и четвертый эндотермический эффект, имеющий вид очень пологого понижения с максимумами при 900—960°. Всюду отчетливо выраженные экзотермические пики в диапазоне 480—550° и 600—700° свидетельствуют о значительной доле хлорита в составе глинистой фракции.

Термограмма обр. 7752 (гл. 0,7 м) имеет характерный для монтмориллонитового состава облик: глубокий низкотемпературный (160°) эффект с типичной остановкой на высокотемпературной ветви при 250°, небольшой интенсивности высокотемпературные (700 и 800°) эндотермические реакции. Слабая выраженность эффектов в интервале 900—1000° указывает на несовершенство структуры монтмориллонита, а понижения интенсивности в пределах 400—600° могут соответствовать примеси гидрослюды и каолинита. Судя по характеру кривых нагревания, многие образцы ожелезнены.

Высокое (4,80—5,94%) содержание K_2O в глинистых фракциях пород братской и ярской свит подтверждает ведущую роль гидрослюды (табл. 7). Окись натрия в исследованных пробах отсутствует.

Несколько расширяется спектр глинистых компонентов при просмотре электронно-микроскопических снимков, дающих возможность устанавливать примеси даже единичных минералов. Так, в большинстве снимков обнаружены трубочки галлуазита, а в некоторых (270/6; 277/3) — волокнистые кристаллы палыгорскита.

Электронно-микроскопические снимки позволяют судить и о степени вторичных преобразований глинистых минералов. По четкости их морфологических форм исследуемые образцы разделяются на три группы (табл. 8).

В первой группе глинистые минералы характеризуются четким изображением, средней степенью дисперсности и хлорит-гидрослюдистой (рис. 6) или вермикулит-гидрослюдистой ассоциацией. Довольно заметна примесь каолинита,

Таблица 7
Содержание щелочей в глинистой фракции коренных пород,
%

№ образца	Глубина, м	Возраст	K_2O	Минеральная ассоциация
7801	0,5	O_3br	4,85	Гс, X, пр. К
278/3	—	O_3br	5,94	
278/4	—	O_3br	5,77	
7734	1,5	S_2ja	4,80	

Таблица 8

Состав глинистых минералов коренных пород
(по группам)

Группа	№ образца	Глубина, м	Возраст	Минеральная ассоциация
I	7751	8,0	O ₁ i	Гс, Х, пр. К
	277/3	—	O ₂ mm	Гс, Х, пр. П, К, Г
	7768	0,3	O ₃ br	В, Гс, пр. К
	278/3	—	O ₃ br	Гс, Х, пр. К
	270/6	—	O ₁ i	Х, Гс, пр. В, К, П, ед. Г
II	270/1	—	O ₁ i	Х, Гс, пр. К, Г
	270/2	—	O ₁ i	Гс, Х, пр. К
	270/5	—	O ₁ i	Гс К, пр. Х, Г
	277/1	—	O ₂ mm	Гс, К, пр. Х, М
	7768	0,2	O ₃ br	Х, Гс, пр. К
	7801	0,3	O ₃ br	Гс, Х, пр. В, К
	7801	0,5	O ₃ br	Гс, К, пр. Х, Г
	7795	24,0	O ₃ br	Х, Гс, пр. К
	278/4	—	O ₃ br	Х, Гс, пр. К
7734	1,5	S ₂ ja	Х, Гс, пр. К, Г	
III	7752	0,7	O ₁ i	М, К, пр. Г
	239/1	—	O ₂ mm	Гс, Х, пр. К, М, Г
	7803	0,5	O ₃ br	Гс, Х, пр. К, Г
	278/2	—	O ₃ br	Х, Гс, пр. К, М
	7730	16,0	S ₁ kj	Х, Гс, пр. К, Г, М
	7730	17,0	S ₁ kj	Х, Гс, пр. К, Г
	7734	2,0	S ₂ ja	Гс, Х, пр. К, Г, М

галлуазита, палыгорскита (рис. 7). Измененные (перехолные) формы минералов отсутствуют или единичны.

Вторая группа представлена минералами различной степени дисперсности с преобладанием гидрослюды и хлоритов. Часто встречается примесь каолинита, реже монтмориллонита. Характерны нечеткость кристаллов каолинита, контуры гидрослюды часто размыты, иногда с разбуханием на краевых участках. Эти изменения связаны, видимо, с развитием гидрослюды по каолиниту и хлориту, монтмориллонита — по гидрослюде (рис. 8).

Третья группа характеризуется также различной степенью дисперсности глинистых минералов и еще большей нечет-

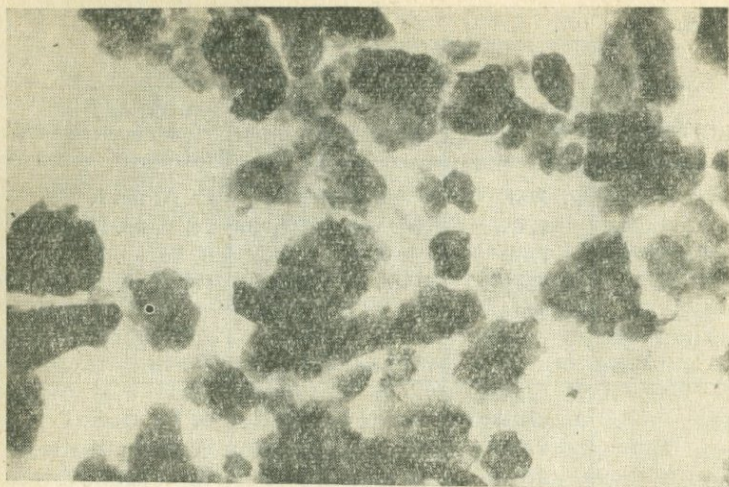


Рис. 6. Гидрослюда, хлорит и каолинит (ийская свита нижнего ордовика, обр. 7751, гл. 8 м), $\times 7700$.

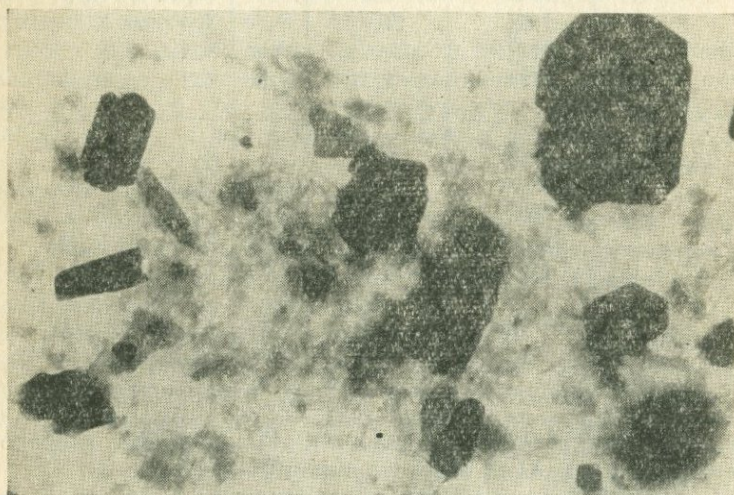


Рис. 7. Каолинит, палыгорскит, гидрослюда (мамырская свита среднего ордовика, обр. 277/3), $\times 5600$.

костью их контуров. Несмотря на преобладание гидрослюда и хлорита здесь по явно выраженному четвертому эндотермическому понижению с максимумом $950-970^\circ$ отмечается примесь монтмориллонита, хотя и незначительная, поскольку его базальные рефлексы оказались неотраженными на рентгенограммах, т. е. для этой группы типичны переходные фор-

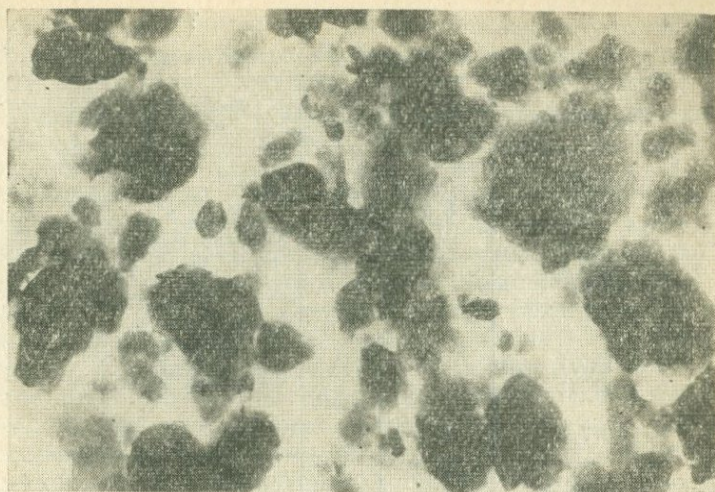


Рис. 8. Переходная форма гидрослюда — монтмориллонит (мамырская свита среднего ордовика, обр. 277/1), $\times 9800$.

мы от гидрослюда к монтмориллониту. Наиболее очевиден характер этих изменений для обр. 7752 (гл. 0,7 м). По данным рентгенометрии и термики, образец имеет преимущественно монтмориллонитовый состав (см. табл. 6, рис. 5). Но на снимках преобладают формы каолинита и гидрослюда, хотя и значительно измененные; видимо, их состав полностью преобразован при сохранности внешних контуров.

Минеральный состав глинистых фракций пород нижнего и среднего палеозоя (табл. 9) хлорит-гидрослюдистый с попеременным преобладанием компонентов. Примеси каолинита и вермикулита единичны, а галлуазита и палыгорскита несущественны. В выветрелых профилях появляется монтмориллонит.

Сходство общего набора минеральных компонентов свидетельствует о постоянстве источника сноса на протяжении нижнего и среднего палеозоя и однородности фациальных условий осадкообразования. Накопление пород происходило в мелководном морском бассейне в условиях засушливого климата (породы отнесены к красноцветной формации). Каолинит и галлуазит, несомненно, являются аллотигенными образованиями. Палыгорскит — типичный продукт аутигенных преобразований в аридной зоне (Страхов, 1962). Гидрослюда и хлорит могут иметь как аллотигенное, так и аутигенное происхождение. Накопление монтмориллонита происходит в зоне гипогенеза.

В верхнем палеозое (карбон) изменяется обстановка осадкообразования, что отражается и на составе глинистых

Таблица 9

Глинистые минералы в породах ордовика, силура и юры

№ образца	Глубина, м	Возраст	Минеральная ассоциация
7752	0,7	O ₁ i	М, К, пр. Г Гс, Х, пр. К Х, Гс, пр. В, К, Г, П Гс, К, пр. Х, Г
7751	8,0		
270/6	—		
270/5	—		
239/1	—	O ₂ mm	Гс, Х, пр. К, Г, М Гс, К, пр. Х, М Гс, Х, пр. К, П, Г
277/1	—		
277/3	—		
7768	0,2	O ₃ br	Х, Гс, пр. К Гс, В, пр. К Х, Гс, пр. К, М, Г Х, Гс, пр. К
7768	0,3		
278/2	—		
7795	24,0		
7730	16,0	S ₂ kj	Х, Гс, пр. К, Г, М Х, Гс, пр. М, К, Г
7730	17,0		
7734	1,5	S ₂ ja	Х, Гс, пр. К, Г Гс, Х, пр. К, Г, М
7734	2,0		
8295	4,5	J ₁	Х, К, пр. Гс, Г

минералов. По данным С. Ф. Павлова и др. (1968), породы карбона характеризуются полиминеральным составом глинистых фракций при попеременном преобладании гидрослюда, каолинита и монтмориллонита. Последние являются продуктом аутигенного преобразования первичных глинистых минералов в озерных, озерно-болотных и прибрежно-дельтовых условиях осадконакопления. Кроме того, монтмориллонит может иметь аллотигенное происхождение за счет вовлечения в область сноса ниже- и среднепалеозойских отложений, гипергенные изменения которых приводят к его образованию.

Глинистые породы юрского возраста (см. табл. 9) имеют обычно каолинитовый, монтмориллонитовый или смешанный состав (Копорулин, 1966). В качестве примесей встречаются гидрослюда, хлорит и вермикулит. Последние имеют аллотигенное происхождение, являясь основными компонентами пород палеозоя, слагающих питающую провинцию юрских

образований. Диагенетические изменения первичного материала в условиях болотного выветривания привели к преобразованию гидрослюда в каолинит.

Сопоставление минерального состава лессовых отложений и коренных пород изученной территории показало, что для элювиально-делювиальных лессовых образований устанавливается четкая связь с коренными породами по преобладающим глинистым минералам (см. табл. 5, 9): на мамырской и братской свитах — это гидрослюды, на юрских глинах — хлорит и каолинит. В то же время в рыхлом покрове указанных свит появляется вторичный монтмориллонит (фиксируются переходные формы гидрослюда — монтмориллонит), а хлорит отсутствует. Следовательно, по общности преобладающего минерала источником сноса для накопления пылеватых толщ можно считать местные осадочные породы. Но в процессе перетолжения произошло частичное (а иногда и полное) разрушение хлоритов, являющихся наименее стойкими компонентами глинистой фракции (Казанский, 1969).

Лессовые породы верхнеплейстоценового делювиального горизонта обогащены каолинитом и характеризуются почти постоянным присутствием хлоритов и монтмориллонита; гидрослюды занимают подчиненное положение. Подобный парагенез минералов можно объяснить тем, что процесс формирования верхнеплейстоценовых делювиальных отложений был более длительным по сравнению с нерасчлененными элювиально-делювиальными лессовыми породами, непосредственно залегающими на осадочном субстрате. В результате происходило значительное разрушение гидрослюд коренных пород, а за счет освободившихся окислов алюминия и кремния возникали минералы каолинитовой группы. Источниками каолинита могли быть также полевые шпаты и слабоустойчивый хлорит, проходящий несколько стадий при своем выветривании, заключительной из которых является каолинит-галлуазитовая (Гинзбург, Рукавишникова, 1951). Монтмориллонит нельзя относить к числу индикаторов связи рыхлого покрова с субстратом, так как он в большинстве случаев представляет собой вторичные образования зоны гипергенеза четвертичных пород.

Состав глинистых минералов лессового аллювия отличается присутствием перемещенных компонентов коренных пород. В водной среде лучше сохраняются гидрослюды, источником которых служат терригенные осадочные породы исследованного региона. Переотложенным из выветрелого материала является, по-видимому, и каолинит. Монтмориллонит относится к числу эпигенетических минералов.

Таким образом, глинистые минералы лессовых пород в зависимости от стратиграфо-генетической принадлежности последних в большей или меньшей степени сопоставимы с минеральными ассоциациями коренной основы региона.

Следовательно, нет оснований говорить о присутствии чужеродного минерального материала в составе коллоидно-дисперсной части лессовых отложений, что в свою очередь доказывает их элювиально-делювиальное и собственно делювиальное происхождение.

В заключение отметим, что результаты исследований глинистых минералов лессовых отложений и терригенных пород палеозоя и мезозоя ангарской части Усть-Илимского водохранилища были использованы нами для выяснения влияния состава глинистых минералов на величину емкости катионного обмена грунтов. Достаточно сравнить значения емкости обмена с минеральным составом глинистых фракций (табл. 10), чтобы увидеть между ними очевидную связь. Наиболее высокое значение емкости обмена (54,8 мг·экв) соответствует преимущественно монтмориллонитовому составу глинистой фракции. Самой низкой обменной способностью (5,5 мг·экв) характеризуются образцы с гидрослюдисто-каолиновым составом коллоидно-дисперсной части. Известно, что емкость обмена глинистых отложений является косвенным показателем способности глинистых минералов влиять на процессы, протекающие в породах, а следовательно, и на их структурно-механические свойства, набухаемость, гидрофильность, пластичность и т. д. (Горькова, 1957; Клубова, Макаров, 1968). Нами исследовались зависимости между емкостью обмена, количеством глинистой фракции и пластичностью пород. Кроме того,

Таблица 10

Емкость катионного обмена и состав глинистых минералов

Количество глинистой фракции, %	Обменная способность, мг·экв	Минеральная ассоциация глинистой фракции
10,3* 53,9	54,8	М
$\frac{7,8}{42,4}$; $\frac{7,5}{—}$; $\frac{11,4}{26,0}$	35,8; 30,0; 24,7	М, Х, пр. К
$\frac{11,1}{27,9}$; $\frac{20,5}{34,0}$; $\frac{9,6}{32,6}$	18,3; 15,1; 14,5	Х, Гс, пр. К
$\frac{38,2}{—}$; $\frac{20,7}{—}$; $\frac{13,8}{—}$	11,6; 12,1; 11,5	Гс, пр. М
$\frac{19,2}{—}$; $\frac{22,1}{—}$; $\frac{5,9}{—}$	10,5; 8,1; 5,5	К, Гс, пр. Х

* В числителе — содержание глинистой фракции по данным полудисперсного, в знаменателе — по данным дисперсного анализа.

для лессовых отложений была установлена обратнопропорциональная связь между их обменной способностью и проницаемостью.

Таким образом, изучение состава глинистых минералов имеет большое значение при инженерно-геологических исследованиях и служит необходимым критерием выяснения генетической принадлежности пород, природы проявления их физико-механических свойств и прогнозирования изменений этих свойств во времени и пространстве.

Е. Г. ПОПОВ

СОСТАВ ПРЕДКАРБОНОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СРЕДНЕМ ПРИАНГАРЬЕ

Кора выветривания уже давно привлекает внимание исследователей как потенциальный источник различных полезных ископаемых. Обнаружение в 1957 г. в основании позднепалеозойских угленосных отложений по долинам рек Кан, Тасеево и в Кокуйской впадине каолиновых кор выветривания и горизонтов камневидных каолинов типа флинтклей позволило Ю. К. Горецкому (1960) отнести угленосные отложения Тунгусской синеклизы к числу особо интересных и перспективных на бокситы. Поскольку прямых признаков бокситоносности верхнепалеозойских отложений в районах Среднего Приангарья не установлено, исследовательские работы были направлены, следуя Г. И. Бушинскому (1958), по пути изучения основных геологических и климатических факторов, контролирующих генезис бокситов. При этом основное внимание было заострено на изучении состава пород субстрата, остаточной коры выветривания и ее переотложенных продуктов.

Район исследований (рис. 1) находится в пределах

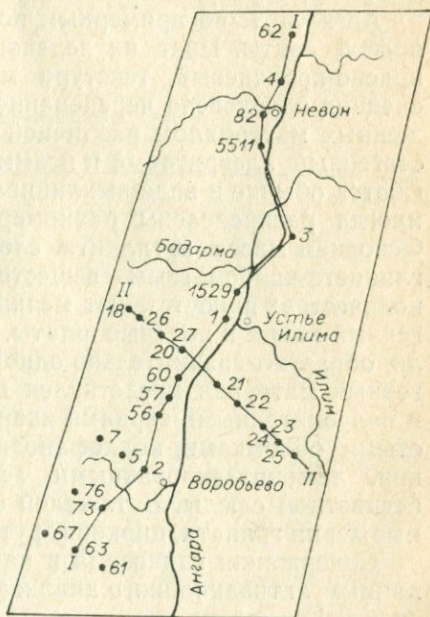


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

юго-восточных окраин крупнейшей отрицательной структуры Сибирской платформы — Тунгусской синеклизы, в зоне сочленения ее с положительной структурой — Приангарской моноклиной (Замараев, 1967). Породы ложа, так же как и перекрывающие позднепалеозойские отложения, погружаются в северном и северо-западном направлениях в среднем на 5 м/км. Однако такое погружение часто осложняется воздействием последующих тектоно-магматических процессов.

Породами, затронутыми выветриванием, являются терригенно-карбонатные отложения ярской свиты силура. Поверхность нижнепалеозойских пород почти ровная, слабо расчлененная. В частности, относительные превышения древнего рельефа в районе Толстого мыса, по данным бурения, колеблются в пределах 8—10 м.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ПОРОД

В разрезе ярской свиты преобладают аргиллиты и алевролиты; песчаники, мергели и доломиты имеют резко подчиненное значение, образуя маломощные невыдержанные прослои.

Аргиллиты по примерным подсчетам слагают до 80% всей ярской свиты. Цвет их зеленовато-голубоватый, красный и красно-коричневый, текстура массивная и полосчатая. Последняя обусловлена чередованием прослоев и линзочек, сложенных материалом различной размерности и окраски. Кластогенный алевролитовый и псаммитовый материалы располагаются обычно в виде выклинивающихся прослоев и линзочек, иногда распределены равномерно по всей массе аргиллита. Основная масса аргиллита сложена криптокристаллическим глинисто-карбонатным веществом, в котором в заметных количествах присутствуют мелкие листочки мусковита, кластогенный кварц и полевые шпаты. Все эти минералы, как правило, образуют сравнительно однородную тонкую смесь. Кластогенный материал представлен мелкими угловато-окатанными и полуокатанными зернами кварца и полевых шпатов, кремнистыми обломками, коллофанизированными обломками раковин, лимонитизированными зернами гематита, чешуйками бесцветной слюды. В тяжелой фракции встречаются единичные зерна граната, циркона, рутила, турмалина.

Содержания глинозема в наиболее чистых аргиллитах, по данным активационного анализа, колеблются от 12,7 до 15,9% (табл. 1).

В алевролитах кластогенный материал преобладает над цементом и состоит из плохо отсортированных по размерам

угловатых и полуокатанных зерен кварца (45—70%), решетчатого микроклина, ортоклаза, обломков кремнистых пород, изометрических и ромбоэдрических зерен карбоната. Иногда наблюдаются участки, обогащенные чешуйками биотита и мусковита. Среди аксессуарных минералов установлены: гранат, рутил, турмалин, сфен, апатит, циркон. Цемент алевролитов полиминеральный.

Таблица 1
Содержание глинозема и кремнезема в аргиллитах, %

№ образца	№ скважины	Глубина, м	Al ₂ O ₃	SiO ₂
1	63	159	14,9	46,2
2	73	143	13,7	44,8
3	57	223	13,2	57,7
4	57	238	12,7	55,5
5	75	126	15,9	28,7

Песчаники. В зависимости от размеров обломочного материала выделяются средне-, мелко- и разноразмерные песчаники массивного, реже слоистого сложения. Доминирующая роль принадлежит кварцевым песчаникам, полевошпатово-кварцевые разности играют менее значительную роль. Кластогенный материал представлен обломками кварца (до 90%), реже полевых шпатов, листочками биотита и мусковита. Отмечаются халцедон, обломки раковин, коллофан. В песчаниках содержится большой комплекс аксессуарных минералов: турмалин, гранат, рутил, сфен, апатит, циркон, рудные.

Для пород ярской свиты наиболее распространены компоненты, приведенные в табл. 2.

Таблица 2
Химический состав пород ярской свиты, %

Окислы	№ образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,16	54,98	95,12	67,36	60,24	71,03	50,60	49,26
TiO ₂	0,50	0,99	0,22	0,21	0,19	0,30	0,80	0,59
Al ₂ O ₃	13,35	15,95	1,34	10,72	3,37	5,53	10,73	12,12
Fe ₂ O ₃ + FeO	Не опр.	6,25	0,32	0,95	1,05	1,86	6,15	5,95
MgO	2,24	8,40	0,16	0,45	7,20	3,70	10,71	7,04
CaO	9,37	1,68	0,08	12,34	9,98	5,50	5,00	6,94
Na ₂ O	10,42	6,53	1,13	1,45	Не опр.	Не опр.	0,20	Не опр.
K ₂ O	—	—	—	—	»	»	6,32	»
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,11	—
П. п. п.	—	—	—	—	15,61	8,07	6,67	12,20
Сумма	90,04	94,78	98,37	93,48	97,64	96,19	100,29	94,10

Примечание. 1 — алевролит зеленый; 2 — аргиллит красно-бурый; 3 — песчаник кварцевый; 4 — песчаник полевошпатово-кварцевый; 5 — алевролит доломитизированный; 6 — алевролит известковый; 7 — алевролит; 8 — песчаник алевритистый.

Выполненные исследования позволяют считать, что процессы предкарбонного выветривания проявились на довольно обширной территории. Правда, в подавляющем большинстве случаев древние коры выветривания представлены «сокращенными» профилями с сохранившимися нижними горизонтами, соответствующими начальным стадиям гипергенного изменения материнских пород.

Сводный разрез профиля выветривания в пределах Среднего Приангарья представлен на рис. 2.

Выветривание пород субстрата (I) начинается с образования зоны повышенной трещиноватости (II, а) мощностью 0,5—5,0 м. Разрушение и дезинтеграция идут тем быстрее, чем больше зернистость и выше пористость породы. Разрушение тонкозернистых пород — алевролитов и особенно аргиллитов — происходит менее интенсивно и выражается появлением густой сети тонких трещин. Цвет пород не изменяется. Из-

менения минерального состава обломочного материала в зоне II, а проявились в частичной кальцитизации и пелитизации полевых шпатов, коррозии зерен кварца, лимонитизации биотита, кристаллов и сгустков пирита и лейкоксенитизации титанистых минералов. Сравнение вещественного состава пород первой стадии выветривания со свежими показывает, что химические изменения (табл. 3, обр. 2) заключаются в незначительном выносе окисного железа, окислов щелочных и щелочноземельных металлов. Тонкая глинистая фракция зоны II, а имеет полиминеральный состав.

Выше лежащая зона (II, б) представлена интенсивно трещиноватыми, пятнисто окрашенными породами, легко распадающимися на угловатые неправильные обломки размером 2—3 мм.

Осветленные участки чередуются с бурыми пятнами, пропитанными гидрооксидами железа, независимо от характера слоистости. Изменение минерального состава породы идет в направлении дальнейшего разложения полевых шпатов и темноцветных минералов. Пелитизированные полевые шпа-

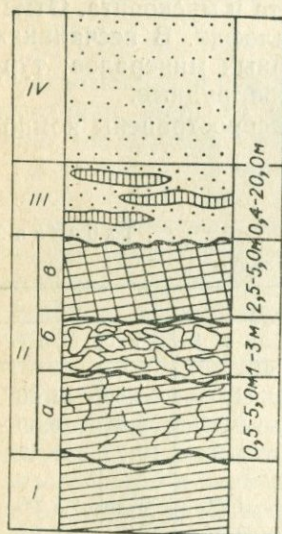


Рис. 2. Схема строения обобщенного профиля предкарбонной коры выветривания.

I — неизменные материнские породы; II — остаточная кора выветривания: а — зона трещиноватых пород, б — пятнистая зона, в — зона осветленных пород; III — перетолженные продукты коры выветривания; IV — нижекаменноугольные отложения.

Химический состав пород профиля выветривания терригенных пород, %
(скв. 5511, гл. 130,9—146,5 м)

Окислы	№ образца						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,59	59,55	65,90	72,70	70,78	80,60	80,37
TiO ₂	0,98	0,96	0,26	0,33	0,31	0,18	0,16
Al ₂ O ₃	16,41	14,05	15,49	14,02	13,01	8,10	7,06
Fe ₂ O ₃ +FeO	8,68	7,91	0,75	2,37	0,83	1,64	1,63
MgO	2,44	2,30	1,66	1,17	1,28	0,89	0,67
CaO	3,05	1,99	1,81	0,84	1,98	1,74	2,66
Na ₂ O	0,38	0,29	1,10	0,26	0,79	0,56	0,39
K ₂ O	6,48	5,78	1,30	5,20	3,10	1,01	1,16
H ₂ O ⁻	1,37	1,49	7,31	0,38	4,92	3,63	2,74
H ₂ O ⁺	4,56	5,25	4,39	3,16	2,99	2,45	3,15
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,03	0,02	0,02	0,14	0,14
Сумма	100,06	100,70	100,00	100,40	100,02	100,90	100,23
SiO ₂ своб.	18,21	26,19	38,37	24,00	40,07	29,92	—

Примечание. 1 — неизменный вишнево-красный алевродит; 2 — алевродит зоны трещиноватых пород; 3, 4 — песчаник алевритистый пятнистой зоны; 5 — то же, зоны осветленных пород; 6, 7 — песчаники переотложенных продуктов коры выветривания. Анализы выполнены в Институте земной коры, аналитик Р. М. Клячина.

ты замещаются глинистым материалом, происходит гидратация слюд. Карбонатная часть цемента выщелачивается и локализуется вдоль трещин в нижних частях профиля, образуя кристаллы и прожилки прозрачного кальцита. Полиминеральная глинистая составная часть цемента замещается гидрослюдой. Полностью исчезает апатит.

Пятнистая зона (II, б) на протяжении 1—3 м постепенно переходит в зону осветленных пород (II, в), сложенную светло-серыми пористыми алевритистыми песчаниками с неясно выраженной слоистостью. Минеральный состав песчаников тождествен породам предыдущей зоны, но отличается более высоким содержанием кварца, полным отсутствием в цементе карбоната, наличием монтмориллонита, а также увеличением по сравнению с исходными породами свободного кремнезема.

Более полные профили остаточной предкарбонатовой коры выветривания в исследованном районе не установлены, поэтому судить о степени преобразования нижнепалеозойских пород при древнем выветривании можно лишь по тем образованиям, которые могут быть отнесены к переотложенным продуктам коры выветривания.

ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ ПРОДУКТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Как известно, осадочные породы, накапливающиеся в зоне седиментации за счет перемыва остаточной коры выветривания, отражают в своем литологическом составе направленность и интенсивность физико-химических процессов в областях денудации. Это сказывается на минеральном составе терригенных и глинистых осадков, залегающих на основании накапливающихся толщ.

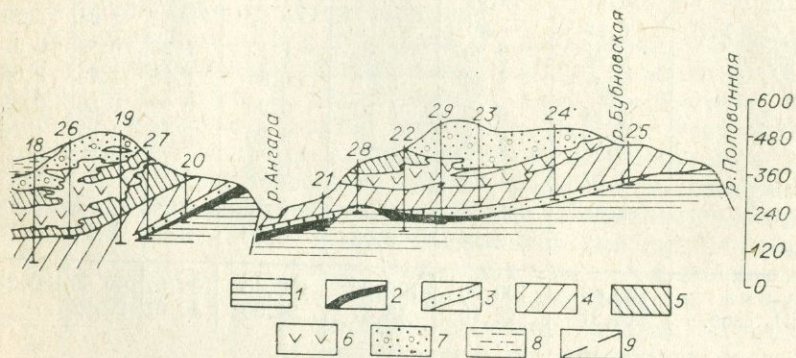


Рис. 3. Положение коры выветривания в геологическом разрезе.

1 — нижнепалеозойские породы; 2 — остаточная кора выветривания; 3 — переотложенные продукты коры выветривания; 4, 5 — отложения тушамской (4) и катской свит (5); 6 — долериты; 7 — вулканогенные отложения; 8 — юрские отложения; 9 — линии тектонических нарушений.

Горизонт переотложенных продуктов выветривания залегает в основании каменноугольных отложений на неровной, часто эродированной поверхности остаточной коры выветривания. Наибольшие мощности горизонта приурочены к отдельным впадинам и их склонам на общем фоне погружающегося борта синеклизы (рис. 3). Эти образования представлены горизонтально залегающими, почти мономинеральными мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками различной плот-

Средний минералогический состав фракции

Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Хлорит	Апатит	Биотит	Ставролит
40,2	8,6	3,1	5,3	—	0,1	0,5	1,3
11,4	21,7	14,5	3,0	Р. зн.	—	—	Зн.
13,4	38,1	6,5	4,3	—	1,3	—	1,3
17,8	45,8	7,6	4,7	0,4	Р. зн.	—	—
8,3	6,4	3,1	0,7	—	25,7	6,3	—
20,1	7,8	6,0	—	0,4	2,5	8,4	0,1

ности, с редкими линзовидными прослоями и угловатыми обломками зеленых аргиллитов.

Минеральный состав основной массы обломочного материала песчаников довольно однообразен. Для нее характерно высокое содержание кварца (до 90%) и весьма незначительное полевых шпатов, слюди обломков пород при содержании цемента до 10%. Наблюдаемые в породе пустотки выполнены непрорастающим рудным агрегатом. Зерна кварца имеют угловатые, клиновидные, удлинено-овальные и округлые формы. Края зерен часто корродированы и имеют зубчатые очертания. Среди полевых шпатов установлены микроклин и ортоклаз. Очертания зерен неясны за счет развивающейся по ним гидрослюды и монтмориллонита. Слюда составляет 1—2%, в основном это измененный гидратированный биотит, пластинки которого расплещены, деформированы и обесцвечены. Ассоциация реликтовых минералов и переотложенных продуктов коры выветривания тождественна комплексам минералов тяжелой фракции остаточной коры выветривания и материнских пород, но отличается от последних высоким содержанием циркона и аутигенного лейкоксена (табл. 4).

Глинистая фракция переотложенных продуктов коры выветривания, по данным Т. К. Ломоносовой, представлена мелкочешуйчатыми агрегатами, интерферирующими в оранжево-желтых тонах. Судя по оптическим свойствам, эти агрегаты сложены монтмориллонитом с незначительным количеством гидрослюд (Павлов и др., 1968).

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Для определения возраста коры выветривания и, следовательно, продолжительности эпохи выветривания имеются довольно точные данные о верхней возрастной границе. Наиболее древними осадочными породами, перекрывающими кору вы-

Таблица 4

0,25—0,05 мм из переотложенной коры, %

Сфен	Эпидот	Магнетит + ильменит	Лейкоксен	Лимонит	Андалузит	Хром-шпинеллы
0,6	1,0	28,3	—	—	—	—
—	—	—	44,0	2,2	—	—
—	—	—	32,9	5,4	—	—
—	1,2	—	19,1	3,4	—	—
5,2	31,2	2,3	—	—	1,5	0,3
4,6	10,2	37,3	—	—	—	—

ветривания, являются каменноугольные отложения. По данным С. Ф. Павлова и др. (1968), нижняя часть разреза тушамской свиты относится к нижнему, а вторая половина — к среднему отделам карбона.

Отсутствие в исследованном районе осадков девона указывает на существование перерыва в осадконакоплении в течение всего среднего палеозоя.

Хотя продолжительность континентального выветривания силурийских пород была значительной, развитие предкарбонной коры выветривания сдерживалось палеоклиматическими условиями.

Исследования древних климатов Евразии (Шейнманн, 1954; Страхов, 1945; Синицин, 1967) свидетельствуют о существовании в течение всего девонского периода на значительной части Сибирской платформы стойкой аридной зоны, находящей свое отображение в девонских литогенетических формациях. Несомненные признаки аридности несут отложения кемпендяйской и курунгурияхской свит западной части Вилюйской синеклизы, отложения Ыгыаттинской осадочно-вулканогенной серии (Масайтис, Михайлов, 1966). На территории Норильского района в позднедевонскую эпоху сформировались мощные сульфатоносные толщи фокинской свиты (Бгатов, Казаринов, 1967). Черты аридности несут средне- и верхнедевонские отложения междуречья Подкаменной и Нижней Тунгуски (Боручинкина и др., 1961).

Если в условиях влажных тропиков и субтропиков осадочные породы, особенно глины и аргиллиты, разлагаются довольно медленно и с трудом, то еще медленнее процессы разложения протекают в условиях жаркого аридного климата. Резкие и значительные колебания суточных температур приводят к увеличению мощности зоны дезинтеграции. Дефицит влаги, отсутствие растительности вызывают уменьшение кислотности вод и, следовательно, ослабление процессов химического выветривания. В результате этого в коре выветривания сохраняется много неразложившихся минералов и продуктов начальных стадий выветривания. Из исходной породы выносятся лишь наиболее подвижные компоненты — щелочи и щелочные земли. Последние, отлагаясь по трещинам, образуют в нижних горизонтах прожилки кальцита и гипса. Выветривание останавливается на стадии образования гидрослюд и монтмориллонита.

Изменение климата (ослабление аридности и увеличение влажности) в конце верхнего девона способствовало энергичному смыву и перемещению на короткие расстояния выветрелых пород. В этих условиях вновь образовавшийся обломочный материал не успевал в достаточной мере подвергнуться влиянию новой климатической обстановки и захоронялся более молодыми осадками.

Хотя предкарбоновые коры выветривания в исследованном районе были развиты довольно широко, алитных остаточных кор выветривания и высокоглиноземистых переотложенных продуктов в основании каменноугольных отложений в пределах Среднего Приангарья не установлено.

В данном случае нижнепалеозойские породы не могут рассматриваться как источники окислов, образующих руды алюминия. Преобразование этих пород в зоне гипергенеза значительно затруднялось тем, что сами они в известной мере являются продуктами более древних кор выветривания.

Климатические условия, господствующие в эпоху предкарбонового выветривания, характеризовались высокой аридностью и не способствовали формированию глубоко проработанных кор выветривания.

Резюмируя изложенное, необходимо отметить, что вопросу о перспективности верхнепалеозойских отложений на бокситы в пределах Среднего Приангарья следует подходить более осторожно.

В. Н. МАЗИЛОВ

*О КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ОСНОВАНИИ ТАНХОЙСКОЙ СВИТЫ
НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ
ОЗ. БАЙКАЛ*

Наиболее полно разрез коры выветривания на породах фундамента Южно-Байкальской впадины изучался на юго-восточном побережье оз. Байкал. Здесь в основании танхойской свиты, обнажающейся по левому берегу Осиновки Танхойской, горными выработками вскрыта кора выветривания на гранито-гнейсах слюдянской серии архея. Нижняя зона слабовыветрелых гранито-гнейсов имеет мощность до 10 м. В пределах этой зоны хорошо сохранилась структура материнской породы. Процессы химического разложения не привели к образованию сколько-нибудь значительных скоплений глинистых минералов. Представлены глинистые минералы главным образом гидрослюдами, которые в основной своей массе возникли в результате разложения биотита и в меньшей степени в результате изменения полевых шпатов. Следует отметить, что в рассматриваемой зоне коры выветривания изменение биотита выразилось лишь в деформации отдельных пластинок и их хлоритизации.

Вышележащая зона выветрелых гранито-гнейсов мощностью не более 2—3 м представляет собой щебенисто-дресвяный горизонт с примесью глинистого материала, содержащего



Рис. 1. Обн. 368, обр. 3. Фракция $<0,001$ мм, $\times 6300$. Галлуазит, каолинит, примесь ведрмукулита и гидрослюды.

около 37% массы породы. Гипергенные минералы представлены каолинитом, галлуазитом, вермикулитом и гидрослюдой. В основной части фракции $<0,001$ мм преобладают галлуазит и структурно совершенный каолинит. На электронно-микроскопических снимках галлуазит наблюдается в виде характерных для него трубчатых кристаллов, слагающих как мелко-, так и грубодисперсную часть глинистой фракции (рис. 1). Как правило, кристаллы галлуазита отличаются большими отношениями длины к ширине. Каолинит на электронно-микроскопических снимках иногда выделяется в виде гексагональных кристаллов, чаще же в изометричных зернах с четкими ограничениями. Вермикулит, образованный за счет разложения биотита, присутствует в грубодисперсной части фракции

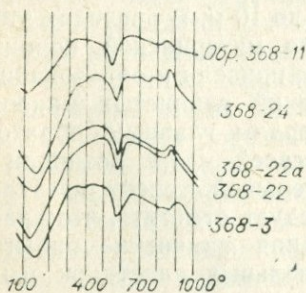


Рис. 2. Кривые нагревания глин из пород коры выветривания на юго-восточном побережье оз. Байкал (фракция $<0,001$ мм).

$<0,001$ мм в виде псевдогексагональных кристаллов. На возможность такого образования вермикулита в гипергенных условиях указывал в свое время Баршад (Barshad, 1948). Поскольку в нашем случае сохранилась даже форма первоначального минерала, вывод о характере формирования вермикулита не вызывает сомнения. Гидрослюда слагает средне- и мелкодисперсную части фракций. На кривых нагревания глин проявляются эффекты, характерные для каолинита и галлуазита (рис. 2).

На щебенисто-дресвяном горизонте залегают пестроцветные глины. Судя по наблюдениям за этим горизонтом в горных выработках, мощность его небольшая (не более 1—2 м). Пестроцветная окраска глин обусловлена пигментацией их гидроокислами железа. Примесь песчано-алевритовой фракции весьма значительная — часто немногим менее 50%. При этом преобладает алевритовая размерность зерен.

В минеральном составе песчано-алевритовой примеси глин основными минералами являются кварц, полевые шпаты, биотит, ильменит, роговая обманка, лимонит. В небольшом количестве присутствуют алмадин, минералы группы эпидота, турмалин, сфен, циркон и ряд других минералов. Кварц постоянно преобладает над полевыми шпатами. Последние несут на себе следы интенсивного выветривания. Из тяжелых минералов обращает на себя внимание высокое содержание ильменита — около 17 кг/т породы. Расчет производился из 60 г навески, разделенной на легкую и тяжелую фракции в бромформе. О промышленной ценности титаноносного горизонта говорить пока трудно, так как неизвестны ни полная мощность его (видимая мощность, вскрытая шурфом, около 20 см), ни характер площадного распространения. Однако сам факт обнаружения ильменита в корах выветривания, подстилающих третичные породы, имеет значительный интерес и говорит о возможном нахождении промышленных месторождений титана, связанных с корами выветривания пород, подстилающих отложения впадин Байкальской рифтовой зоны, или же с метаморфическими образованиями, выполняющими борта впадин. Кроме того, не исключена возможность обнаружения титаноносных пород в самом разрезе палеоген-неогеновых отложений. Наиболее перспективными в этом отношении, на наш взгляд, являются породы танхойской свиты юго-восточного побережья оз. Байкал, особенно западная часть танхойского третичного поля (бассейны рек Осиновка Танхойская, Безголовка, Переемная, Ушаковка), где ильменит постоянно входит в состав минералов, определяющих терригенно-минеральные ассоциации.

Гипергенные глинистые минералы представлены каолинитом, галлуазитом и гидрослюдой. В морфологическом отношении основные минералы коры выветривания этой зоны сходны с обнаруженными в нижележащем горизонте.

Перекрываются вышеописанные песчано-алевритовые глины песчано-гравийно-глинистыми толщами, представляющими собой переотложенные коры выветривания. Мощность горизонта около 15 м. Глинистые минералы этих образований сложены каолинитом, галлуазитом и монтмориллонитом. В небольшом количестве присутствует гидрослюда. По сравнению с глинистыми минералами кор выветривания, сохранившимися *in situ*, здесь намечаются некоторые отличия, выразившиеся как в количественном соотношении глинистых минера-

лов, так и в морфологии их зерен. Прежде всего отмечается некоторое увеличение содержания монтмориллонита, который, как видно из приведенного электронно-микроскопического снимка, представлен хлопьевидными зернами с формой, близкой к изометричной. Кристаллы галлуазита в отличие от наблюдаемых ранее характеризуются небольшим отношением их длины к ширине.

Ф. В. Чухров и др. (1966) считают, что большие скопления галлуазита в зоне гипергенеза возможны в зонах интенсивной циркуляции нисходящих вод и воздействия на породы сернокислых растворов. По-видимому, в таких же условиях происходило образование галлуазита и на юго-восточном побережье оз. Байкал.

А. А. КУЛЬЧИЦКИЙ, Т. К. ЛОМОНОСОВА

О МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. БАЙКАЛ

В период экспедиционных исследований сотрудниками Института земной коры СО АН СССР 1969 г. на побережье северной части Байкала встречены реликты мел-палеогеновой коры выветривания, приуроченные к приводораздельным пространствам Горемыко-Тыйского плоскогорья.

Один из таких участков, сравнительно детально изученный, расположен в верховьях Гуелги, впадающей в Байкал, южнее рч. Горемыки. Здесь на пологом мысе в 4,7 км от впадения Гуелги в Байкал на абс. выс. 930—950 м развиты светло-красные белесые суглинки, занимающие площадь примерно 1000 м². Участок распространения коры выветривания ограничен «стрелкой», образованной Гуелгой и ее левым периодически пересыхающим притоком.

Вскрытые шурфами непосредственно под дерновым слоем реликты древней коры выветривания залегают на породах кварц-альбитового замещающего комплекса и кварц-полевошпатово-серицитовых сланцах иликтинской свиты. В разрезе выделяются зона дезинтеграции и выщелачивания и каолинит-гидрослюдистая зона. Вскрытая мощность 8,5 м. Нижнюю часть выветрелого профиля составляет зона дезинтеграции и выщелачивания альбита, содержащего небольшие ксенолиты кристаллического сланца. Видимая ее мощность 3—4 м.

Альбитит генетически связан с интрузией биотитовых гранитов. Они примыкают с запада к полю развития нижнепротерозойских сланцев иликтинской свиты и относятся к ниже-

протерозойской интрузии муйского комплекса (работы Иркутского геологуправления 1956—1959 гг., данные В. И. Навиль и др.). Макроскопически альбит представляет сахаровидную породу, полностью сохраняющую текстурные и структурные признаки материнского субстрата, разбивается на отдельные блоки и пластины. В нем видны следы тектонического воздействия, предшествовавшего гипергенному процессу, что подчеркнуто скоплениями растертого магнетита по зеркалам скольжения. Последние фиксируются и в верхней части профиля, азимут их падения совпадает с таковым сланцеватости пород ($296-300^\circ$), а угол падения на $10-15^\circ$ больше падения сланцев и достигает $85-90^\circ$.

Эти древние тектонические проявления в субстрате благоприятствовали развитию коры выветривания. Но это не означает, что кора развивалась по линейному типу, так как зона дезинтеграции могла распространяться и вширь, а позже подвергнуться размыву. Структура альбитита неравномерно-зернистая. Породообразующие минералы — альбит, кварц, мусковит; второстепенные — альбитизированный плагиоклаз, биотит; акцессорные — магнетит, ильменит, апатит, эпидот, циркон, сфен, роговая обманка, диопсид, авгит. Альбитит несет четкие следы древнего тектонического воздействия, которое проявилось в слабом рассланцевании и серицитизации собственно альбитовых зон.

Тонкопелитовая фракция альбитита в этой зоне структурного элювия, составляющая $13,12-18,25\%$ породы (табл. 1, обр. 100-0; 100-1), представлена гидрослюдой, метагаллуазитом, каолинитом.

Диоктаэдрическая гидрослюда с $d_{001}=9,74 \text{ \AA}$ развивается по мусковиту (см. табл. 2, обр. 100-0), который слабо расщепляется, разбухает, теряет характерные оптические свойства. Метагаллуазит замещает альбитизированный плагиоклаз. Структурно несовершенный каолинит развивается по диоктаэдрической гидрослуде.

Альбитит содержит ксенолиты кварц-полевошпатово-мусковитового сланца гранолепидобластовой структуры. Обохренный по плоскостям сланцеватости серый кристаллический сланец сохраняет структурные и текстурные признаки материнской породы. Породообразующие минералы — кварц, плагиоклаз, мусковит, альбит; второстепенные — биотит, ортоклаз, пирофиллит; акцессорные — магнетит, составляющий до 68% тяжелой фракции, ильменит, гранат, сфен, циркон, пирит, марказит.

В образовании гипергенных минералов по кристаллическим сланцам принимали участие минеральные ассоциации материнской породы, ассоциации, возникшие при контактовом взаимодействии кварц-альбитового замещающего комплекса с кристаллическими сланцами, а также ассоциации, возник-

Таблица 1
Гранулометрический состав коры выветривания альбита и кварц-полевошпатово-мусковитового кристаллического сланца

Зона профиля	№ образца	Глубина от устья шурфа, м	Фракция, мм							Сумма
			1,0	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	
Каолинит-росло-дистая	шурф 101	0,1	1,17	1,63	2,96	4,15	19,90	47,27	26,38	97,46
		0,3	2,04	2,30	4,23	9,09	16,85	46,87	18,35	99,73
		0,6	2,43	1,87	3,68	13,12	22,91	39,57	13,97	97,55
Лезвие-Гранция и выщелачивания	шурф 100	7,1	0,64	0,43	2,13	10,15	14,56	57,60	13,12	98,63
		7,8	—	0,20	2,93	15,92	11,48	49,53	18,25	98,31
		7,9	1,88	1,95	4,88	11,00	16,65	43,95	17,94	98,25

шие при тектоническом воздействии, предшествовавшем выветриванию.

По данным гранулометрического анализа на долю тонкопелитовой фракции сланцев в зоне выщелачивания приходится до 17,94% породы (табл. 1, обр. 100-2). Гипергенные минералы представлены гидроокислами железа (по магнетиту и биотиту), метagalлуазитом (по альбитизированному плагиоклазу), диоктаэдрической гидрослюдой (по мусковиту), структурно-несовершенным каолинитом (по мусковиту и гидрослюде), монтмориллонитом (по биотиту).

В каолинит-гидрослюдистой зоне содержание тонкопелитовой фракции поднимается до 20,38% (табл. 1, обр. 101-5). Верхняя часть (0,2—0,3 м) зоны сложена бесструктурным песчано-глинистым обохренным элювием с выветрелой щебенкой нижележащих сланцев, сохранивших признаки структурного элювия на глубину более 3,6 м. Сланцы легко растираются руками и имеют белесый цвет, который расплывчатый пятнами обособляется в кремневые, реже желтые тона. Сохранилась полосчатая текстура метаморфического сланца, обусловленная чередованием темных (обохренных) и светлых (каолинизированных) полос, что связано с окислением магнетита, гидратацией биотита, распределением гидроокислов железа по плоскостям сланцеватости и интенсивной каолинизацией серицитизированных альбитовых зон. Основные гипергенные минералы этой зо-

Таблица 2

Рентгенометрические константы глинистых минералов из коры выветривания альбитита и кварц-полевошпатово-мусковитового кристаллического гланца

Зона дезынтеграции и выщелачивания				Каолинит-гидрослюдастая зона			
обр. 100-1		обр. 100-2		обр. 101-4		обр. 101-5	
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ
1шд	9,740	10ш	7,420	10ш	10,800	5д	14,540
7ш	7,300	1	4,840	3	7,140	9	7,230
2	4,900	10ш	4,440	4	4,930	4	4,890
10	4,450	1	4,180	10	4,490	10	4,450
1	4,060	6ш	3,630	2	3,690	4	4,160
1	3,690	1д	2,810	2	3,520	9	3,580
4	3,520	5	2,570	9	3,340	1	3,370
4	3,350	2	2,510	2	3,190	2шд	2,780
5	3,200	4ш	2,349	2	3,000	9	2,570
1	2,960	1	2,229	4	2,840	3	2,487
7	2,820	4	1,686	9	2,570	8	2,330
9	2,570	4	1,636	3	2,450	1	2,180
1	2,510	10ш	1,486	3	2,370	2	1,990
3д	2,350	4	1,280	1	2,270	1	1,856
6	2,000	4	1,330	2	2,130	5	1,688
3	1,680			4ш	1,997	5	1,640
3	1,630			4	1,820	10	1,490
1	1,509			2	1,700	1	1,370
9	1,491			5ш	1,659		
				4	1,542		
				9ш	1,502		
				4	1,377		
				1	1,340		
				5ш	1,300		

Аналитик Г. М. Кашаева.

ны — каолинит, гидрослюда (табл. 2, обр. 101-4, 101-5), незначительную примесь составляет монтмориллонит по биотиту. На кривых нагревания выражены эффекты, свойственные перечисленным глинистым минералам. Для каолинит-гидрослюдистой зоны характерно резкое падение содержания полевошпатового и слюдяного материала по сравнению с зоной выщелачивания. Тонкопелитовая фракция полидисперсна. Каолинит составляет грубодисперсную часть тонкопелитовой фракции, непросвечивающие кристаллы — псевдогексагональной формы, галлуазит и метagalлуазит — мелко- и грубодисперсные, гидрослюда — удлиненно- и изометрично-пластинчатая, монтмориллонит образует мелкие хлопьевидные агрегаты.

Палинологические исследования образцов коры выветривания показали отсутствие спор и пыльцы. Исключение составила проба суглинка с глубины 5 см. Здесь В. М. Климановой наряду с пыльцой современных растений (сосна, полынь)

обнаружены единичные зерна гинкго. Наличие остатков этого древнего древесного, которое известно с мезозоя и сохранилось реликтами в отдельных уголках Земли (Япония, Китай), в некоторой степени подтверждает существование в Прибайкалье сравнительно теплых и влажных климатических условий в период корообразования.

Учитывая, что аналогичные по профилю коры выветривания в Приольхонье и других районах Прибайкалья отнесены к мел-палеогеновой эпохе корообразования (Логачев и др., 1964; и др.), мы датируем описанный в бассейне Гуелги профиль выветривания мел-палеогеном. Отметим, что с точки зрения С. С. Чекина (1969) древние коры выветривания Прибайкалья имеют нижнемезозойский возраст.

С. А. КАШИК, А. А. АКИМОВА, Е. Г. ПОПОВ

ДИАГНОСТИКА ИСХОДНЫХ ПОРОД ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Многолетний опыт изучения кор выветривания, сформированных на породах различного состава и генезиса, несомненно свидетельствует о наличии закономерной взаимосвязи между минералогией материнского субстрата и типом ассоциаций глинистых минералов, слагающих продукты его преобразования. Факты приуроченности глин определенного минерального состава к продуктам гипергенной переработки изверженных (кислых, основных и ультраосновных), осадочных и метаморфических пород достаточно хорошо известны, и, по-видимому, нет необходимости приводить их в данной работе, тем более, что они изложены в ряде отечественных и зарубежных сводок по корам выветривания и почвообразованию.

Специфичность вариаций минеральных типов в различных типах кор выветривания отражает особенности физико-химических условий гипергенеза, которые в значительной степени зависят от состава исходной породы. Однако достаточно полно вскрыть и проследить взаимосвязь между исходными и конечными парагенезисами минералов в процессе выветривания удается далеко не всегда. С одной стороны, это объясняется сложностью идентификации глинистых минералов, требующей проведения трудоемких квалифицированных анализов с помощью сложной аппаратуры, а с другой — тем, что в ряде случаев процесс выветривания проходит очень интен-

сивно и глубоко и исходные породы полностью или почти полностью перерабатываются. Еще сложнее установить тип исходной породы по продуктам перемещенной коры выветривания.

Поскольку минералогические вариации профилей выветривания в конечном счете находят свое отражение в составе элювия, при решении вопроса о характере исходной породы значительно проще было бы использовать данные химических анализов глинистых образований.

Для нахождения связи между типом материнского субстрата и химическим составом развитых на нем продуктов гипергенеза применялся метод линейного корреляционного анализа, оправдавший себя ранее при диагностике минерального состава глин. В отличие от дискриминантных функций этот метод является более удобным, так как позволяет построить такой многомерный критерий, который дает возможность относить тот или иной индивидуум не к одной из двух, а сразу, минуя промежуточные этапы вычислений, к одной из нескольких популяций. Задача распознавания сводится к построению гиперповерхности, разделяющей множества, принадлежащие к разным классам, в нашем случае к разным типам пород.

Для обучения функции распознавания был отобран 91 химический анализ глин, образовавшихся в результате выветривания кислых, основных и ультраосновных магматических пород, а также терригенных осадочных и метаморфизованных осадочных пород. При этом все химические анализы выбирались только из верхней части профиля выветривания, которая представляет собой зону наиболее глубокой переработки исходного материала.

Сравнение химических составов глинистых образований проводилось по девяти окислам — SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и K_2O . Причем предполагалось, что функция, аппроксимирующая с определенной точностью зависимость химического состава продуктов выветривания от типа исходной породы, имеет линейный вид

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^9 a_i x_i, \quad (1)$$

где $i=1, 2, 3, \dots, 9$ соответствует содержанию породообразующего окисла, выраженного в весовых процентах, при этом x_1 — SiO_2 , x_2 — TiO_2 , x_3 — Al_2O_3 , x_4 — Fe_2O_3 , x_5 — FeO , x_6 — MgO , x_7 — CaO , x_8 — K_2O и x_9 — Na_2O ; a_i ($i=1, 2, 3, \dots, 9$) — вектор эмпирических коэффициентов.

Десятимерная выборка из 91 анализа образовывала матрицу, в которой значения y в соответствии с типом исходной породы произвольно кодировались цифрами первого десятка:

1 — ультраосновные, 2 — кислые, 3 — основные интрузивные, 4 — основные эффузивные, 5 — осадочные и метаморфизованные осадочные породы.

При такой постановке задачи нахождение связей между исходными породами и продуктами их преобразования сводилось к определению численных значений коэффициентов функции (1). Таким образом, выдвигалась гипотеза, что в результате реализации функция (1) будет принимать фиксированные дискретные значения.

Поскольку тип породы кодировался произвольно, первоначальная система решалась не для всех пяти классов пород, а только для трех первых с тем, чтобы произвести все возможные перестановки присвоенных кодов и тем самым получить наилучший вариант решения, т. е. путем коррекции приблизить рассчитанные значения коэффициентов a_i к действительным.

Оптимальная линейная функция $y=f(x_i)$ определялась сравнением коэффициентов множественной корреляции R и среднеквадратичных ошибок S_y , полученных при всех шести перестановках кодов в исходной матрице.

Наилучшая корреляционная зависимость y от x ($R=0,96$) с наименьшей среднеквадратичной ошибкой ($S_y=0,23$) получилась при комбинации кодов 1, 3, 2. В этом случае функция (1) принимала вид

$$\bar{y} = 2,81 + 0,0036 \text{ SiO}_2 - 0,287 \text{ TiO}_2 - 0,0014 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,024 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,024 \text{ FeO} - 0,045 \text{ MgO} - 0,032 \text{ CaO} - 0,023 \text{ K}_2\text{O} - 0,0013 \text{ Na}_2\text{O}. \quad (2)$$

По уравнению (2) затем определялись значения y для всех пяти групп пород и вычислялись средние величины \bar{y} и ошибки средних $S_{\bar{y}}$

для ультраосновных $\bar{y}=1,0$, $S_{\bar{y}}=0,03$;

для кислых $\bar{y}=2,8$, $S_{\bar{y}}=0,02$;

для основных интрузивных $\bar{y}=2,1$, $S_{\bar{y}}=0,07$;

для основных эффузивных $\bar{y}=1,2$, $S_{\bar{y}}=0,14$;

для осадочных и метаморфизованных осадочных $\bar{y}=2,3$, $S_{\bar{y}}=0,10$.

Затем в зависимости от величины \bar{y} группы пород кодировались заново, при этом группе с наибольшим средним значением \bar{y} присваивался код 5, с несколько меньшим \bar{y} — 4 и т. д. В окончательном виде кодировка типов выглядела следующим образом:

Породы	Код
Ультраосновные	1
Кислые	5
Основные интрузивные	2
Основные эффузивные	3
Осадочные и метаморфизованные осадочные	4

На основе установленного таким образом порядка кодирующих цифр матрица исходных данных решалась еще раз для получения искомого уравнения многомерной функции распознавания. В окончательном виде функция (1) выглядит так:

$$y = 0,318 + 0,019 \text{ SiO}_2 - 0,033 \text{ TiO}_2 - 0,005 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,057 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ FeO} - 0,071 \text{ MgO} - 0,058 \text{ CaO} - 0,011 \text{ K}_2\text{O} - 0,048 \text{ Na}_2\text{O}. \quad (3)$$

Рассчитанный для уравнения (3) коэффициент множественной корреляции равен 0,84, а среднеквадратичная ошибка функции y составляет $\pm 0,75$. Следовательно, степень корреляции или связи между химическим составом продуктов выветривания и типом материнских пород достаточно высокая и достигает 70%. Поскольку коэффициенты чистой регрессии значительно превышают их стандартные ошибки, можно сделать вывод о том, что вероятность получения некоррелированных значений y со всеми девятью окислами практически равна нулю.

Сравнительное значение каждого из десяти пороодообразующих окислов для оценки типа исходной породы устанавливалось с помощью β -коэффициентов, которые определялись по формуле

$$\beta_i = a_i \frac{S_{x_i}}{S_y},$$

где S_{x_i} и S_y — стандартные отклонения независимой и зависимой переменных, подсчитанные по всей выборке.

В стандартизированном масштабе уравнение регрессии принимает вид

$$y' = 0,21 \text{ SiO}_2 - 0,028 \text{ TiO}_2 - 0,04 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,28 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,20 \text{ FeO} - 0,49 \text{ MgO} - 0,22 \text{ CaO} - 0,014 \text{ K}_2\text{O} + 0,029 \text{ Na}_2\text{O}, \quad (4)$$

которое показывает, что при определении типа материнского субстрата по химическому составу продуктов выветривания значимы все девять окислов. Однако наибольшую информацию несут SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO и CaO .

Если принять коэффициент достоверности $t = 1,96$, что при нормальном распределении соответствует вероятности 0,95, тогда S'_y определится из $S'_y = 1,96 \cdot S_y$, а уравнение (3) может быть представлено в виде

$$y = 0,318 + 0,19 \text{ SiO}_2 - 0,033 \text{ TiO}_2 - 0,005 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,057 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,065 \text{ FeO} - 0,058 \text{ CaO} - 0,071 \text{ MgO} - 0,011 \text{ K}_2\text{O} - 0,048 \times \\ \times \text{Na}_2\text{O} \pm 1,5.$$

Как видим, несмотря на высокую корреляцию между типом исходных пород и химическим составом продуктов их гипергенной переработки, мы не гарантированы от ошибок, поскольку при максимальном среднеквадратичном отклонении цифровые значения кодов перекрываются.

Повышение точности корреляционного уравнения может быть достигнуто за счет увеличения числа химических анализов при определении типа исходной породы.

Количество наблюдений, необходимое для достижения 95%-ной точности функции (3), определялось из выражения

$$n = \left(\frac{1,96 \cdot S_y}{m_{y \text{ доп}}} \right)^2, \quad (5)$$

где n — число анализов; S_y — стандартное отклонение для каждой группы пород и $m_{y \text{ доп}}$ — максимально допустимая ошибка. Так как выборки по группам были количественно неравноценны, необходимое для диагностики число химических анализов определялось для каждого из пяти типов пород и максимального значения n было вполне достаточно для установления характера исходной породы.

Согласно формуле (5), чтобы с 95%-ной вероятностью

Рассчитанные и табличные значения t -критерия для групповых средних

	\bar{y}_1	\bar{y}_2	\bar{y}_3	\bar{y}_4	\bar{y}_5
\bar{y}_1	—	$\frac{7,9}{99,9}$	$\frac{12,1}{99,9}$	$\frac{10,5}{99,9}$	$\frac{15,3}{99,9}$
\bar{y}_2		—	$\frac{2,3}{95,0}$	$\frac{5,2}{99,9}$	$\frac{7,2}{99,9}$
\bar{y}_3			—	$\frac{0,4}{30,0}$	$\frac{3,6}{99,9}$
\bar{y}_4				—	$\frac{3,4}{99,9}$
\bar{y}_5					—

Примечание. В числителе — вычисленное значение t -критерия, в знаменателе — соответствующий этому значению уровень значимости.

определить тип исходной породы по функции (4), потребуется не менее 10 химических анализов, если максимально допустимую ошибку принять равной 0,5.

В тех же случаях, когда максимально допустимую ошибку можно повысить, а это вполне возможно при разделении продуктов выветривания развивающихся на кислых и ультраосновных породах, различие между кодами которых составляет четыре единицы, и следовательно, максимально допустимую ошибку можно принять равной двум, количество химических анализов, требующихся для идентификации, снижается до одного.

Различия между вычисленными групповыми средними проверялись с помощью t -статистики, которая рассчитывалась по формуле

$$t = \frac{\bar{y}_1 - \bar{y}_2}{\sqrt{\frac{S_{y_1}^2}{n_1} + \frac{S_{y_2}^2}{n_2}}}$$

где \bar{y} ($i=1, 2, 3, 4, 5$) — групповые средние, $S\bar{y}$ — среднеквадратичные ошибки групповых средних и n_i — число измерений в соответствующих группах.

Как видно из таблицы, все групповые средние \bar{y} различаются на уровне более чем 95%, за исключением третьей и четвертой групп пород.

Интервалы значений \bar{y} для различных типов варьируют в следующих пределах (с вероятностью 0,95):

$$0,26 \leq \bar{y}_1 \leq 1,88 \leq \bar{y}_2 \leq 3,28 \leq \bar{y}_3 \leq 3,58 \leq \bar{y}_4 \leq 3,87 \leq \bar{y}_5 \leq 4,4.$$

Полученная линейная функция наряду с другими критериями диагностики может применяться при решении спорных вопросов, связанных с проблемой распознавания исходных пород по продуктам их преобразования.

С. А. КАШИК

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ПРОЦЕССА ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОВ

Несмотря на довольно длительный период изучения процессов выветривания пород различного состава и генезиса в самых разнообразных климатических условиях, многие детали гипергенной переработки минералов все еще до конца не выяснены. В какой-то степени это, вероятно, связано с тем, что при исследовании многих важных аспектов минералообразования в поверхностных условиях основное внимание уделялось качественной характеристике продуктов, образовавшихся в результате разложения горных пород и значительно меньшее место отводилось вопросам, касающимся геохимической стороны процессов выветривания. Поэтому механизм формирования минеральных новообразований в зоне гипергенеза нам не всегда достаточно понятен, а роль отдельных агентов, способствующих процессам химического выветривания, оценивается неодинаково.

С одной стороны, существуют мнения, опирающиеся на геологические факты о том, что замещение одной минеральной фазы другой представляет собой трансформацию в твердом состоянии, протекающую без существенного влияния водных растворов. В доказательство обычно приводятся наблюдения над разнообразными псевдоморфозами, нередко возникающими в профилях выветривания, такими как хлорит по биотиту, гиббсит по каолиниту, лимонит по магнетиту и т. д.

С другой стороны, водной среде и растворенным в ней компонентам отводится ведущая роль в формировании продуктов выветривания. При этом жидкая фаза рассматривается не только как фактор, разрушающий кристаллическую решетку минералов посредством растворения составляющих ее элементов, но и как среда, способствующая реакциям компонентов раствора с исходными породами, в результате которых формируются новые минеральные образования. Вместе с тем нередко предполагается, что растворы, промывающие профиль коры выветривания, обладают потенциальной способностью образовывать целый ряд минералов «синтетическим» путем, т. е. путем непосредственной кристаллизации из растворов.

К вопросу о механизме минералообразования в коре выветривания тесно примыкает проблема, связанная с влиянием типа исходных пород на минеральный состав продуктов их химической переработки или, выражаясь конкретнее, проблема специфичности геохимических условий среды гипергенеза, возникающих на породах различного петрографического состава. В первую очередь это выражается в характере минеральных ассоциаций, формирующихся в профилях выветривания горных пород с неодинаковым содержанием главных петрогенных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O и Na_2O).

Экспериментальное моделирование элювиальных процессов на породах различного типа чрезвычайно трудоемко, а в большинстве случаев просто невозможно, поскольку разложение минералов в зоне гипергенеза в отличие от гидротермальных, магматических и метаморфических систем протекает при низких температурах и давлениях и, таким образом, скорости реакций здесь крайне незначительны.

В последние годы благодаря работам советских и зарубежных ученых к анализу процессов литогенеза все шире стали привлекаться методы химической термодинамики, которые позволяют расшифровать и глубже осмыслить многие важные аспекты химизма осадочного минералообразования.

В настоящей работе предпринята попытка использовать методы линейной алгебры и расчетной термодинамики для анализа условий формирования некоторых минеральных ассоциаций, которые возникают при выветривании гранитов.

Безусловно, все стороны этого сложного природного процесса осветить невозможно, поэтому ограничимся рассмотрением влияния состава растворов на характер образующихся минеральных ансамблей.

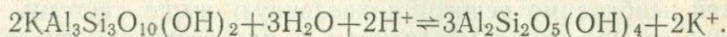
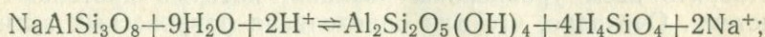
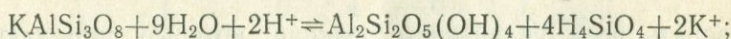
Как известно из многочисленных литературных источников (Никитина, 1968; Казанский, 1969), в процессе гипергенной трансформации кислых кристаллических пород продукты выветривания в большинстве случаев слагаются глинистыми образованиями каолинитового, монтмориллонитового или гидрослюдистого состава, а в ряде случаев содержат свободный глинозем в виде гидратов (гиббсит, бемит и диаспор).

Изменение минералов материнской породы до устойчивых в данных геохимических условиях новообразований может происходить либо постепенно через целый ряд мутабельных фаз (по А. Е. Ферсману), либо непосредственно сразу.

Кроме того, как отмечалось выше, глинистые минералы способны кристаллизоваться из растворов, которые мигрируют в зоне выветривания.

Таким образом, моделируя выветривание гранита, можно рассмотреть два случая формирования глинистых минералов: 1) в результате метасоматических изменений первичных минералов материнской породы и 2) синтетическим путем.

Представим каолинитизацию минералов, слагающих гранитные породы, в виде следующих реакций:



Константы равновесия этих реакций нетрудно вычислить из

$$\Delta Z_{\text{реакции}}^0 = -RT \ln K$$

или

$$\Delta Z_{\text{реакции}}^0 = -4,575 \log K$$

по значениям стандартных изобарных потенциалов ($\Delta Z_{f_{298}}^0$), приведенным в табл. 1. Уравнение действия масс, реакций превращения входящих в состав гранита минералов в каолинит составят систему линейных уравнений с четырьмя неизвестными:

$$2 \log a_{K^+} + 4 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log a_{H^+} = -4,67;$$

$$2 \log a_{Na^+} + 4 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log a_{H^+} = -0,1;$$

$$2 \log a_{K^+} - 2 \log a_{H^+} = 9,39.$$

Активности компонентов раствора, равновесного по отношению к рассматриваемым минеральным фазам, должны удов-

Стандартные изобарные потенциалы минералов и ионов в водном растворе

Вещество	$\Delta Z^{\circ}_{t_{298}}$, ккал	Литературный источник
$KAlSi_3O_8$ — санидин	892,26	Waldbaum, 1968
$NaAlSi_3O_8$ — альбит	883,98	То же
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ — мусковит	1330,1	Barany, 1964
$K_{0,5}Al_{2,5}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$ — иллит	1290,37	Карпов и др., 1968
$K_{0,33}Al_{2,67}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ — калиевый монтмориллонит	1279,6	Helgeson, 1969
$Na_{0,33}Al_{2,67}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ — натриевый монтмориллонит	1277,76	То же
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$ — каолинит	902,56	Barany, 1964
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ — гиббсит	547,0	То же
SiO_2 — кварц	204,64	Карпов и др., 1968
K^+	67,7	Wagman e. a., 1965
Na^+	62,54	То же
$Al(OH)_4^-$	311,0	Кашик, Калинин. См. статью в наст. сб.
H_4SiO_4	312,6	Карпов и др., 1968
H_2O	56,69	То же
H^+	0	»

летворять всем уравнениям реакций, которые протекают в системе. Очевидно, что для определения равновесных активностей необходимо решить приведенную выше систему, дополнив ее еще одним уравнением, а для отстройки диаграммы мультисистемы нужно расписать все возможные реакции взаимоперехода минералов (Коржинский, 1957). Чтобы не загружать текст многочисленными реакциями, в дальнейшем мы будем рассматривать только уравнения действия масс, написанные в логарифмической форме. Добавление еще трех реакций (калиевый полевоый шпат \rightarrow мусковит, калиевый полевоый шпат \rightarrow альбит и мусковит \rightarrow альбит) приведет к системе из шести уравнений с четырьмя неизвестными:

$$2 \log a_{K^+} + 4 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log a_{H^+} = -4,67;$$

$$2 \log a_{Na^+} + 4 \log a_{H_4SiO_4} - 2 \log a_{H^+} = -0,1;$$

$$2 \log a_{K^+} - 2 \log a_{H^+} = 9,39,$$

$$-2 \log a_{K^+} - 6 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log a_{H^+} = 11,7;$$

$$-3 \log a_{Na^+} - \log a_{K^+} - 6 \log a_{H_4SiO_4} + 2 \log a_{H^+} = 4,84;$$

$$\log a_{K^+} - \log a_{Na^+} = -2,27.$$

Напишем матрицу коэффициентов полученной системы

$$\begin{pmatrix} 0 & 2 & 4 & -2 \\ 2 & 0 & 4 & -2 \\ 0 & 2 & 0 & -2 \\ 0 & -2 & -6 & 2 \\ -3 & -1 & -6 & 2 \\ -1 & 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

В силу условия электронейтральности все определители четвертого порядка этой матрицы будут равны нулю. Для того чтобы система имела хоть одно решение, необходимо чтобы все характеристические определители были равны нулю.

Принимая за главный определитель матрицы отличный от нуля детерминант третьего порядка, стоящий в правом верхнем углу, составляем характеристические определители, которых, очевидно, будет три ($m - r$, где m — число уравнений системы, а r — ее ранг).

Характеристические определители получаются из главного, если к нему добавить одну строку коэффициентов уравнения, не входящего в главный определитель и столбец свободных членов:

$$\begin{pmatrix} 0 & 2 & 4 & -4,67 \\ 2 & 0 & 4 & -0,1 \\ 0 & 2 & 0 & 9,39 \\ 0 & -2 & -6 & 11,7 \end{pmatrix} = 0;$$

$$\begin{pmatrix} 0 & 2 & 4 & -4,67 \\ 2 & 0 & 4 & -0,1 \\ 0 & 2 & 0 & 9,39 \\ -3 & -1 & -6 & 4,84 \end{pmatrix} = 0;$$

$$\begin{pmatrix} 0 & 2 & 4 & -4,67 \\ 2 & 0 & 4 & -0,1 \\ 0 & 2 & 0 & 9,39 \\ -1 & 1 & 0 & -2,27 \end{pmatrix} = 0.$$

Таким образом, данная система уравнений совместна, поэтому достаточно решить первые три уравнения относительно $\log a_{\text{Na}^+}$, $\log a_{\text{K}^+}$ и $\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4}$, перенося $\log a_{\text{H}^+}$ в правую часть системы:

$$2 \log a_{\text{K}^+} + 4 \log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = 2 \log a_{\text{H}^+} - 4,67;$$

$$2 \log a_{\text{Na}^+} + 4 \log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = 2 \log a_{\text{H}^+} - 0,1;$$

$$2 \log a_{\text{K}^+} = 2 \log a_{\text{H}^+} + 9,39.$$

Решение системы дает следующие значения активностей компонентов раствора, равновесного по отношению к минеральной ассоциации альбит—калиевый полевой шпат—мусковит—каолинит:

$$\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = -3,5;$$

$$\log a_{\text{K}^+} = \log a_{\text{H}^+} + 4,7;$$

$$\log a_{\text{Na}^+} = \log a_{\text{H}^+} + 6,9.$$

Расчитанные соотношения между минеральными фазами при $\text{pH}=7$ изображены на диаграмме (рис. 1), координатными осями которой служат $\log a_{\text{K}^+}$, $\log a_{\text{Na}^+}$ и $\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4}$. Помимо представленных на ней минералов в каждом из блоков в области с активностью $\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} > 4$ и в инвариантной точке можно предполагать существование еще одной фазы — кварца, так как величина концентрации кремнезема, равновесная по отношению к его кристаллической форме, составляет около 10^{-4} моль/л.

Безусловно, что каолинитизации одновременно не может подвергаться весь породообразующий комплекс минералов, поскольку для этого требуются довольно жесткие условия. Так, при $\text{pH}=7$ активность ионов калия в растворе должна

быть порядка $10^{-2,3}$, натрия $10^{-0,1}$, а кремнезема $10^{-3,5}$. Для натрия (имеется ввиду природная среда) это довольно высокая концентрация, тогда как содержание калия вполне допустимо для естественных условий.

В кислых средах существование четырехминеральной ассоциации еще менее реально, поскольку для обеспечения ее устойчивости необходимы высокие концентрации щелочей. Например, при $\text{pH}=5$ активность калия равна $10^{-0,3}$, а натрия $10^{1,9}$, что, конечно, для природных сред совершенно нереально.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для существования ассоциации аль-

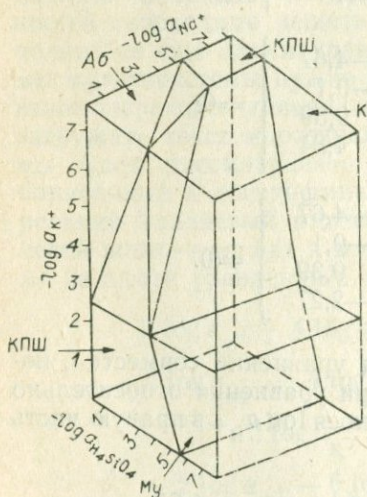


Рис. 1. Устойчивость минералов в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.

К — каолинит, Аб — альбит, КПШ — калишпат, Му — мусковит, Ил — иллит.

бит—калишпат—мусковит—каолинит создаются в щелочной обстановке при $pH=7$.

Рассматривая диаграмму в целом, нетрудно заметить, что процесс каолинитизации всех минералов требует низких концентраций кремния, калия и алюминия в растворе, т. е. эти компоненты должны постоянно удаляться из системы. Наиболее легко переходит в каолинит калиевый полевой шпат, причем процесс его изменения не зависит от содержания ионов Na^+ в растворе и контролируется только концентрация кремнезема и калия.

Процесс трансформации калиевого полевого шпата в каолинит будет происходить уже при значениях активности кремнезема $< 10^{-1,0}$, если активность ионов калия составит $10^{-7,5}$ в условиях нейтральной среды, а в щелочной области, как уже отмечалось, верхний предел содержания щелочи может быть еще меньше. Правда, подобные концентрации кремнезема вряд ли возможны, но это подчеркивает то обстоятельство, что калишпат в зоне гипергенеза является сравнительно малоустойчивой минеральной фазой.

Интересно отметить возможность перехода калиевого полевого шпата в каолинит через стадию слюды при активности калия $> 10^{-2,3}$ и понижении содержания кремнезема в растворе. Переход мусковита в каолинит возможен только при низких концентрациях кремнезема и калия. Более устойчив в этом отношении альбит, для каолинитизации которого требуется концентрация кремния $< 10^{-3,5}$.

Рассчитанные соотношения между рассматриваемыми минеральными фазами достаточно хорошо отображают наблюдаемые в природе факты и не расходятся с результатами экспериментальных исследований по разложению силикатов.

Если обратиться к составу современных поверхностных вод, то нетрудно заметить, что они в большинстве своем неравновесны по отношению к слагающим граниты минералам. Так, например, по В. Д. Келлеру (1963), среднее содержание кремнезема в речных водах земного шара составляет 11,67 мг/л, калия—2,12, а натрия—5,77. При циркуляции растворов, близких по составу к поверхностным водам, в гранитных породах полевые шпаты и мусковит подвергнутся процессу каолинитизации, причем наиболее интенсивно каолинит будет развиваться по калиевому полевому шпату.

Мы рассмотрели только формирование каолинита, однако в процессе изменения гранитов почти во всех случаях возникают и другие глинистые минералы, из которых наиболее обычны гидрослюды, слагающие нижний гидрослюдисто-каолинитовый горизонт профиля выветривания.

Попытаемся с позиций термодинамики вскрыть основные факторы, контролирующие процесс формирования каолинит-гидрослюдистой ассоциации при выветривании гранитов.

Реакции, уравнения действия масс и константы равновесия

Реакция	Уравнения действия масс	logK
Альбит → каолинит	$2 \log a_{\text{Na}^+} + 4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log a_{\text{H}^+}$	-0,1
Калишпат → каолинит	$2 \log a_{\text{K}^+} + 4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log a_{\text{H}^+}$	-4,7
Мусковит → каолинит	$2 \log a_{\text{K}^+} - 2 \log a_{\text{H}^+}$	9,4
Мусковит → калишпат	$2 \log a_{\text{H}^+} - 6 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 3 \log a_{\text{K}^+}$	11,7
Мусковит → альбит	$2 \log a_{\text{H}^+} + \log a_{\text{K}^+} - 3 \log a_{\text{Na}^+} +$ $+ 6 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$	4,8
Калишпат → альбит	$\log a_{\text{K}^+} - \log a_{\text{Na}^+}$	-2,3
Гидролиз альбита	$3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + \log a_{\text{Al(OH)}_4^-} - \log a_{\text{Na}^+}$	-19,2
Гидролиз калишпата	$3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + \log a_{\text{Al(OH)}_4^-} - \log a_{\text{K}^+}$	-21,5
Гидролиз мусковита	$3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log a_{\text{H}^+} +$ $+ 3 \log a_{\text{Al(OH)}_4^-} + \log a_{\text{K}^+}$	-52,7
Растворение кварца	$\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$	-3,97
Калишпат → иллит	$\log a_{\text{K}^+} - 3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log a_{\text{H}^+}$	11,6
Мусковит → иллит	$2 \log a_{\text{K}^+} + 4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log a_{\text{H}^+}$	-5,9
Иллит → каолинит	$\log a_{\text{K}^+} + 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log a_{\text{H}^+}$	0,05

Необходимый для расчетов набор уравнений действия масс в логарифмической форме в данном случае будет следующий (табл. 2):

$$-2 \log a_{\text{K}^+} - 6 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log a_{\text{H}^+} = 11,7;$$

$$\log a_{\text{K}^+} - 3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log a_{\text{H}^+} = 11,6;$$

$$2 \log a_{\text{K}^+} - 2 \log a_{\text{H}^+} = 9,39;$$

$$2 \log a_{\text{K}^+} + 4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log a_{\text{H}^+} = -5,9;$$

$$2 \log a_{\text{K}^+} + 4 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 2 \log a_{\text{H}^+} = -4,67;$$

$$\log a_{\text{K}^+} - 2 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - \log a_{\text{H}^+} = -0,08.$$

Очевидно, что существование четырехминерального парагенезиса мусковит—калиевый полевой шпат—гидрослюда (ил-

лит) — каолинит невозможно, поскольку система уравнений несовместна. Следовательно, можно предположить наличие трехминеральных парагенезисов, которых в данном случае может быть четыре (число сочетаний из четырех по три) и которым соответствуют четыре системы уравнений с тремя неизвестными.

Не останавливаясь на деталях исследования этих систем, так как они уже разбирались на предыдущем примере, перейдем непосредственно к результатам наших вычислений.

Устанавливаются три минеральные ассоциации

1) калишпат—мусковит—иллит

$$(\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = -2,9; \log a_{\text{K}^+} = \log a_{\text{H}^+} + 2,9);$$

2) калишпат—мусковит—каолинит

$$(\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = -3,5; \log a_{\text{K}^+} = \log a_{\text{H}^+} + 4,7);$$

3) мусковит—каолинит—иллит

$$(\log a_{\text{H}_2\text{SiO}_4} = -2,33; \log a_{\text{K}^+} = \log a_{\text{H}^+} + 4,7).$$

Условия устойчивости этих парагенезисов отображены на диаграмме (рис. 2).

Рассматривая соотношения между минералами, мы не будем касаться парагенезиса мусковит—калишпат—каолинит, поскольку он уже разобрался, остановимся на двух других: гидрослюда—мусковит—калишпат и гидрослюда—каолинит—калиевый полевой шпат.

Здесь интересно отметить следующее обстоятельство: изменение мусковита и калиевого полевого шпата до каолинита или гидрослюда контролируется в основном концентрацией калия в растворе и величиной рН. При высоком отношении $\log a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$ происходит процесс каолинитизации минералов, при низких — образование гидрослюда, т. е. в условиях кислых сред устойчивой минеральной фазой является каолинит, что не противоречит, а подтверждает наблюдаемые в природе факты. Повышение рН растворов, которые воздействуют на гранитные породы, приводит к образованию гидрослюда (иллита).

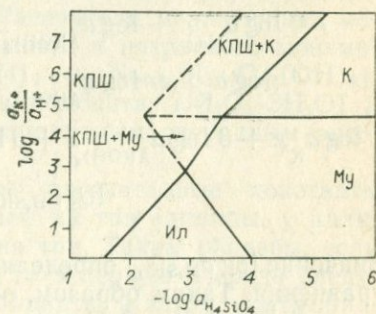
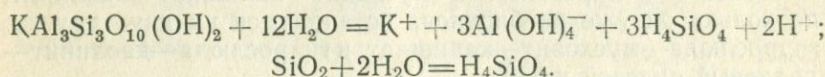
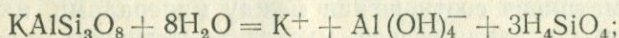
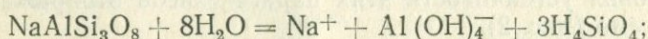


Рис. 2. Устойчивость минералов в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2$.

Роль кремнекислоты в данном случае не столь значительна, во всяком случае переход мусковита в каолинит фактически не зависит от содержания SiO_2 в воде.

Важно отметить, что ассоциация каолинит—иллит оказывается неустойчивой и может существовать, вероятно, только на первых этапах процесса выветривания, когда еще имеется достаточный резерв кремнезема в растворе. По мере падения концентрации H_4SiO_4 гидрослюды исчезают и формируются каолининовые глины. Правда, в щелочных средах возможен процесс образования за счет гидрослюды мусковита. Надо сказать, что образование иллита по калиевому полювому шпату менее вероятно, чем формирование его за счет мусковита, так как в первом случае требуются довольно высокие концентрации кремнекислоты. Кроме того, переход мусковита в гидрослюду происходит легче еще и потому, что при подобной трансформации решетка материнского минерала фактически остается нетронутой.

Последний вопрос, который бы нам хотелось затронуть, это вопрос о составе раствора, равновесного по отношению к гранитным породам, и возможности кристаллизации глинистых минералов непосредственно из жидкой фазы. Обратимся к реакциям гидролиза кварца и главных алюмосиликатов, входящих в состав гранитов:



Соответствующие этим реакциям уравнения действия масс в логарифмической форме составят систему из четырех уравнений с пятью неизвестными:

$$\log a_{\text{Na}^+} + \log a_{\text{Al}(\text{OH})_4^-} + 3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -19,2;$$

$$\log a_{\text{K}^+} + \log a_{\text{Al}(\text{OH})_4^-} + 3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -21,5;$$

$$\log a_{\text{K}^+} + 3 \log a_{\text{Al}(\text{OH})_4^-} + 3 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 2 \log a_{\text{H}^+} = -52,7;$$

$$\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} = -3,97.$$

Значение $\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ определяется сразу же из последнего уравнения. Таким образом, остается три уравнения с четырьмя неизвестными. Однако мы можем произвольно задать величину $\log a_{\text{H}^+}$ и, решив систему из трех уравнений с тремя ме-

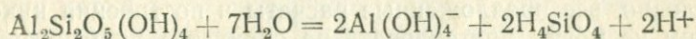
известными, получить значения активностей алюминия, калия и натрия в растворе.

Так, для $\text{pH}=7$ $\log a_{\text{Al(OH)}_4^-} = -5,62$; $\log a_{\text{Na}^+} = -1,65$;
 $\log a_{\text{K}^+} = -9,94$. При $\text{pH}=8$ $\log a_{\text{Al(OH)}_4^-} = -4,62$;
 $\log a_{\text{Na}^+} = -2,65$ и $\log a_{\text{K}^+} = -10,94$. Таким образом, с уве-

личением щелочности значения логарифмов активностей K^+ и Na^+ в растворе будут уменьшаться на единицу. Рассматриваемые реакции гидролиза справедливы в области pH не ниже 6, поскольку в более кислых условиях в растворе будет доминировать ион Al^{3+} (см. статью С. А. Кашика и А. С. Калининна в настоящем сборнике).

Возникает вопрос, возможна ли непосредственная кристаллизация глинистых минералов из этого раствора.

Если по полученным активностям компонентов раствора, равновесного с гранитами, вычислить константу равновесия реакции гидролиза каолинита



и сравнить ее с константой равновесия, рассчитанной по значениям стандартных изобарных потенциалов каолинита и растворенных форм алюминия и кремния ($\log K = -38,3$), то окажется, что последняя значительно больше. Следовательно, раствор, сбалансированный по отношению к комплексу минералов, слагающих граниты, будет пересыщен в отношении каолинита, а это немедленно приведет к выделению его в твердую фазу.

Итак, в принципе синтетический способ образования каолинита из растворов, равновесных с гранитными породами, вполне возможен. Однако этот же раствор может оказаться перенасыщенным и в отношении других глинистых минералов. Отсюда встает вопрос, какие же из них будут кристаллизоваться в первую очередь? Рассчитаем аналогичным образом константы гидролиза калиевого и натриевого монтмориллонита: $(\text{K}_{0,33}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ и $(\text{Na}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$, иллита $(\text{K}_{0,5}\text{Al}_{2,5}\text{Si}_{3,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ и гиббсита $(\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$ и сравним их с полученными по стандартным свободным энергиям.

Для первых двух минералов рассчитанные константы оказываются больше стандартных на три единицы, у иллита на одну и у гиббсита также на три. Таким образом, если учитывать степень пересыщения, то в первую очередь следует ожидать кристаллизацию каолинита, а затем монтмориллонитов и гиббсита. Иллит можно считать практически равновесным с раствором.

Фактически последовательное или дробное осаждение наблюдаться не будет, так как избыток кремнезема и алюминия пойдет на постройку кристаллической решетки каолинита. Правда, осаждение каолинита будет продолжаться до тех пор, пока не израсходуется необходимое для его формирования количество кремнезема, и если в этом случае в растворе останется избыточная для гиббсита концентрация алюминия, начнется формирование гидрата глинозема.

Таким образом, наиболее вероятным минералом, способным кристаллизоваться из растворов, пришедших в равновесие с породами, близкими по составу к гранитам, является каолинит. В некоторых случаях из таких растворов можно ожидать выпадение гиббсита, однако это реально только тогда, когда в жидкой фазе образуется дефицит кремнезема, в противном случае присутствие растворенной формы SiO_2 будет тормозить реакцию осаждения гидрата окиси алюминия.

Итак, мы разобрали некоторые аспекты химизма формирования глинистых минералов при выветривании гранитов. Безусловно, все предложенные расчеты и построения никоим образом не могут претендовать на окончательную интерпретацию сложных природных процессов. Модели, которые рассматривались в статье, являются идеальными, в них не учитываются многие факторы, в той или иной мере оказывающие влияние на процессы выветривания, но тем не менее большая часть выводов, сделанных с помощью методов расчетной термодинамики, как нам кажется, довольно логично объясняет некоторые вопросы, связанные с гипергенным минералообразованием, а рассчитанные соотношения между минералами близки к наблюдаемым в природе.

С. А. КАШИК, А. С. КАЛИНИН

ОБ УСТОЙЧИВЫХ ФОРМАХ АЛЮМИНИЯ В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ

При рассмотрении реакций, протекающих в водных растворах, нередко приходится решать вопрос о форме нахождения того или иного компонента в жидкой фазе в зависимости от кислотно-щелочных условий среды. Особенно очень важно оценить распределение ионов и молекул как функцию рН при физико-химическом моделировании процессов минералообразования в коре выветривания, поскольку надежную информацию о процессе можно получить только в том случае, если термохимические расчеты модели сделаны на основе строго составленных уравнений реакций.

Для многих веществ виды ионов и молекул в водных растворах с различной величиной водородного показателя достаточно хорошо известны (Гаррелс, 1962). Вместе с тем имеется целый ряд весьма важных с петрологической точки зрения соединений, устойчивые растворенные формы которых в кислых, нейтральных и щелочных средах не вполне ясны. В частности, это касается алюминийсодержащих растворов, образующихся при растворении в воде окиси алюминия и гидролизе алюмосиликатов. Обычно замечают, что в кислой области доминирует катион Al^{3+} , в нейтральной — недиссоциированная форма $Al(OH)_3$, а в щелочной — анионы AlO_2^- , $H_2AlO_3^-$ или $Al(OH)_4^-$. Кроме того, в кислых средах наряду с катионом Al^{3+} предполагается существование мономерных ионов $AlOH^{2+}$ и $Al(OH)_2^+$, являющихся продуктами гидролиза Al^{3+} .

К сожалению, вопрос об условиях устойчивости перечисленных алюминиевых компонентов детально не обсуждался, и сейчас трудно указать количественные пределы рН, в которых могут стабильно существовать те или иные растворенные формы алюминия. В известной мере причина этого заключалась в том, что до недавнего времени термодинамические константы для некоторых ионов алюминия были неизвестны, а имевшиеся данные по свободным энергиям, несмотря на неравноценную точность определений у различных авторов, критически не оценивались. Поэтому, чтобы исключить серьезные ошибки при расчетах и построении диаграмм полей устойчивости алюминийсодержащих компонентов в водном растворе, необходимо прежде всего найти удовлетворительный способ проверки исходных термодинамических величин.

На основе средних значений стандартных изобарных потенциалов, вычисленных по экспериментальным данным различных исследователей (табл. 1), для Al^{3+} , $AlOH^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)_4^-$ и растворенной гидроокиси алюминия была установлена линейная зависимость величины ΔZ_{f298}^0 от количества входящих в состав алюминиевого компонента гидроксильных групп, которая описывается уравнением регрессии, рассчитанным по методу наименьших квадратов

$$-\Delta Z_{f298}^0 = 115,67 + 48,83 \cdot n_{OH} \quad (1)$$

где n_{OH} — число гидроксильных групп.

Рассчитанные по уравнению (1) значения стандартных изобарных потенциалов образования отличаются от средних экспериментальных значений на величину, не превышающую ± 1 ккал (см. табл. 1). Исключение составляет $\Delta Z_{f298}^0 Al(OH)_2^+$. Здесь расхождение между экспериментальной величиной

Таблица 1

Исходные термодимические данные

Вещество	$-\Delta Z_{f298}^0$, экспериментальное	$-\Delta Z_{f298}^0$, рассчитанное по уравнению (1)	$-\Delta Z_T^3$, °C				
			100	150	200	250	300
Al(OH) ₃ , гиббсит	273,95		275,41	276,6	277,95	279,47	281,14
Al ³⁺ в водном растворе	115,0	115,8	109,4	105,64	102,6	98,4	94,4
AlOH ²⁺ в водном растворе	164,9	164,6					
Al(OH) ₂ ⁺	215,1	213,4					
Al(OH) ₃ ⁺ в вод- ном растворе	261,9*	262,2	261,9	260,65	260,2	259,6	259,1
Al(OH) ₄ ⁻ , то же	310,5	311,0	312,1	313,6	314,6*	316,9	318,98
OH ⁻ »	37,595		37,19	36,63	35,85**	34,95**	34,04**
H ₂ O вода	56,69						

* Рассчитано авторами.

** При расчете использовалась теплоемкость OH⁻ для 200° из работы Крисса и Коббла (Criss, Cobble, 1964).*** При расчете величин ΔZ_T^3 значения энтропии брались из работы Карпова и др. (1968).

стандартного изобарного потенциала по Раупаху (Raupach, 1963) и вычисленным значением достигает 1,7 ккал. Следует, однако, отметить, что термодинамические константы алюминиевых компонентов в водном растворе (Raupach, 1963), возможно, несколько завышены. Во всяком случае относительно величины стандартного изобарного потенциала аниона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ это почти не вызывает сомнений, так как имеющиеся в литературе экспериментальные определения $\Delta Z_{f2\infty}^0$ (Kittrick, 1966; Н. В. Аксельруд, 1955; Кузнецов, Деревянкин, 1964) довольно хорошо согласуются между собой (—310,03; —309,39; 308,6), и только величина (Raupach, 1963) —313,9 ккал/моль значительно отличается от них.

Таким образом, значения термодинамических потенциалов алюминиевых компонентов в водном растворе, рассчитанные по уравнению (1), можно признать достаточно точными, а их вероятные ошибки не больше экспериментальных погрешностей.

Как уже отмечалось, в водных растворах с щелочной реакцией среды алюминиевые ионы иногда изображаются в виде AlO_2^- или H_2AlO_3^- и рассматриваются в качестве производных метаалюминиевой или ортоалюминиевой кислот. Правда, подобная трактовка строения анионов алюминия не без оснований вызывает возражения (Кузнецов, Деревянкин, 1964). Согласно расчетам С. И. Кузнецова (1959), энергия связи между водородом и кислородом в молекуле $\text{Al}(\text{OH})_3$ примерно в 2,5 раза превышает ту, которую необходимо затратить на отрыв гидроксила от Al^{3+} , поэтому образование AlO_2^- и H_2AlO_3^- считается маловероятным.

С другой стороны, можно показать, что при расчетах химических равновесий форма написания однозарядного алюминиевого аниона не имеет существенного значения.

Реакция растворения гиббсита в воде неоднократно изучалась экспериментально. В табл. 2 приведены уравнения реакций взаимодействия гиббсита с щелочным раствором и соответствующие им константы равновесия по данным различных авторов, на основе которых были вычислены величины ΔZ_{f298}^0 для анионов AlO_2^- , H_2AlO_3^- и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$.

Результаты вычислений показывают, что значения стандартных изобарных потенциалов образования алюминиевых анионов отличаются друг от друга на величину, близкую к стандартному изобарному потенциалу воды — 56,69 ккал/моль. Это позволяет рассматривать ионы H_2AlO_3^- и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ как гидратированные анионы AlO_2^- , т. е. $\text{Al}(\text{OH})_4^- = \text{AlO}_2^- \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и $\text{H}_2\text{AlO}_3^- = \text{AlO}_2^-$.

Аддитивность свободных энергий в ряду AlO_2^- , H_2AlO_3^- и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ дает возможность вычислить сглаженные значе-

ния стандартных изобарных потенциалов однозарядных анионов алюминия. Они приведены в табл. 2. При расчете в качестве опорного значения была принята величина ΔZ_{f298}^0 иона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, определенная по уравнению (1), которая, как было показано, хорошо согласуется с экспериментальными данными. Значительно большие отклонения термодинамических величин алюминиевых ионов, вычисленных на основе аддитивности от рассчитанных по эмпирическим данным, обусловлены малочисленностью соответствующих экспериментальных определений.

Итак, если при расчетах химических равновесий с участием однозарядных алюминиевых ионов за исходные принять значения стандартных изобарных потенциалов, вычисленных по принципу аддитивности, то независимо от того, какой из алюминат-ионов включен в уравнение реакции, результаты определений свободных энергий или констант равновесия реакций будут одинаковыми.

Помимо уже отмеченных форм алюминия, в растворах с высокой щелочностью иногда предполагается наличие комплексных ионов $\text{Al}(\text{OH})_5^{2-}$ и $\text{Al}(\text{OH})_6^{3-}$, стандартные изобарные потенциалы которых хотя и не определены экспериментально, но их можно было бы найти экстраполяцией по уравнению (1). Однако устойчивость этих комплексов сомнительна. Дело в том, что при образовании их только три гидроксильных аниона связываются с катионом Al^{3+} обычной валентной связью, тогда как четвертый и все последующие — донорно-акцепторной и вследствие этого легко отщепляются.

Линейная зависимость стандартных изобарных потенциалов ионов алюминия от количества связанных с ними гидроксильных групп (1) влечет за собой одно важное обстоятель-

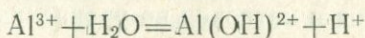
Таблица 2

Термодинамические данные для реакции взаимодействия гиббсита с щелочным раствором

Уравнение реакции	pK эксп.	$-\Delta Z_{f298}^0$ аниона Al		Откло- нение	Источник
		по экспе- римент. данным	по адди- тивности		
$\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{OH}^- = \text{AlO}_2^- + 2\text{H}_2\text{O}$	1,27	196,43	197,62	+1,19	Russel, 1955
$\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{OH}^- = \text{H}_2\text{AlO}_3^- + \text{H}_2\text{O}$	0,53	254,14	254,31	+0,17	Gayer, 1958
$\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{OH}^- = \text{Al}(\text{OH})_4^-$	1,3	309,77	311,0	+1,23	Кузнецов, Де- ревянкин, 1964

Примечание. При вычислении стандартных изобарных потенциалов анионов алюминия использованы термодинамические данные табл. 1.

ство. Последовательное увеличение свободной энергии образования в ряду Al^{3+} , $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)_3$ и $Al(OH)_4^-$ на величину 48,82 в процессе навешивания гидроксильных ионов сказывается на реакциях взаимоперехода алюминиевых компонентов, так что рН равновесия между любой парой ионов имеет одно и то же значение. Например, для реакции



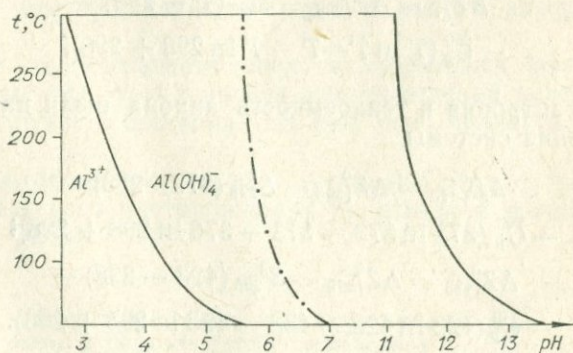
из

$$\frac{a_{Al(OH)^{2+}}}{a_{Al^{3+}}} = \frac{10^{-5,78}}{a_{H^+}}$$

очевидно, что равенство термодинамических концентраций в стандартных условиях устанавливается при $pH=5,78$. Такое же значение рН характеризует и все остальные равновесные отношения активных концентраций компонентов алюминия.

Таким образом, при $25^\circ C$ и 1 атм среди растворенных форм алюминия устойчивыми оказываются только две — Al^{3+} и $Al(OH)_4^-$, занимающие крайние положения в ряду компонентов с последовательным увеличением числа гидроксильных групп (см. рисунок).

Принцип линейности свободных энергий (1), по-видимому, сохраняется для алюминиевых компонентов и при более высоких температурах. Во всяком случае, значения ΔZ_{f298}^0 Al^{3+} , $Al(OH)_3$ и $Al(OH)_4^-$ при температурах 100, 200 и $300^\circ C$ ложатся на одну прямую. К сожалению, отсутствие данных по энтропии не позволяет пересчитать стандартные изобарные потенциалы $Al(OH)^{2+}$ и $Al(OH)_2^+$ на



Поля устойчивых алюминиевых компонентов в водном растворе в зависимости от рН и температуры. Штрих-пунктиром показано изменение нейтральной точки шкалы рН с температурой.

высокие температуры. Чтобы устранить излишние неясности, кратко остановимся на методике вычисления величин ΔZ_T для ионов OH^- , Al^{3+} , $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и $\text{Al}(\text{OH})_3$ в водном растворе при температурах выше стандартной.

Значения ΔZ_T первых двух ионов были получены с помощью табулированных коэффициентов, определенных Криссом и Коблом (Criss, Cobble, 1964) для расчета средних теплоемкостей анионов и катионов по уравнению

$$\bar{C}_p^0 = \alpha + \beta \cdot S_{298}^0,$$

где \bar{C}_p — средняя теплоемкость иона в температурном интервале 298 — $T^\circ\text{K}$; α и β — эмпирические коэффициенты; S_{298}^0 — энтропия.

Изобарные потенциалы $\text{Al}(\text{OH})_3$ в водном растворе рассчитывались из произведения растворимости гиббсита (Пр) по $\text{Al}(\text{OH})_3$ гиббсит = $\text{Al}(\text{OH})_3$ в водном растворе

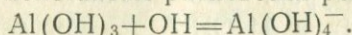
$$K = \sqrt[4]{\frac{\text{Пр}}{27}} = a \text{Al}(\text{OH})_3 \text{ в водном растворе}$$

и

$$\Delta Z^0 = -RT \ln K.$$

В свою очередь произведения растворимости гиббсита для повышенных температур вычислялись по данным табл. 1.

Значения ΔZ_T аниона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ до температуры 150°C определялись по константам равновесия реакции



Для более высокого температурного интервала изобарный потенциал $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ вычислялся по уравнению

$$\begin{aligned} \Delta Z_{jT}^0 &= \Delta Z_{j298}^0 - S_{298}^0 (T - 298) - \\ &- \bar{C}_p^0 (T \ln T - T - T \ln 298 + 298), \end{aligned}$$

при этом энтропия и теплоемкость аниона были найдены путем решения системы

$$\begin{aligned} \Delta Z_{j373}^0 &= \Delta Z_{j298}^0 - S_{298}^0 (373 - 298) - \\ &- \bar{C}_p^0 (373 \ln 373 - 373 - 373 \ln 298 + 298); \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta Z_{j423}^0 &= \Delta Z_{j298}^0 - S_{298}^0 (423 - 298) - \\ &- \bar{C}_p^0 (423 \ln 423 - 423 - 423 \ln 298 + 298). \end{aligned}$$

Полученные таким образом термодимические данные позволили проследить изменение конфигурации полей устойчивости алюминиевых ионов в координатах $\text{pH}-T^\circ\text{C}$ (см. рисунок) в температурном интервале $25-300^\circ\text{C}$.

О ГЕНЕЗИСЕ КАОЛИНИТОВЫХ АРГИЛЛИТОВ
ГЫМЫЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ввиду того, что многие исследователи связывают образование каолинитовых аргиллитов с подстилающими их карбонатными породами нижнего кембрия, возникает необходимость детального изучения вещественного состава коренных пород и гипергенных образований, развитых на них.

Приуроченность крупнейших месторождений каолинитовых аргиллитов и каолинитовых глин Восточной Сибири — Гымыльского и Трошковского — только к району распространения карбонатных пород нижнего кембрия значительно повышает интерес к проблеме генезиса этих отложений.

Изучение вещественного состава пород нижнего кембрия и развитых на них гипергенных образований проводилось с помощью химического, петрографического, минералогического (Н. С. Будникова, Н. И. Кухтина), рентгеноструктурного (Г. М. Кашаева, Э. Ф. Чилеко) и электронно-микроскопического методов.

В геологическом строении Гымыльского месторождения, находящегося на территории Иркутской области, участвуют юрские угленосные отложения черемховской свиты и комплекс элювиальных и элювиально-делювиальных образований древней коры выветривания, залегающей на карбонатных породах нижнего кембрия.

Каолининовые аргиллиты залегают в подугольном горизонте, образуя хорошо выраженную пластообразную залежь.

Минералогический состав каолининовых аргиллитов Гымыльского месторождения освещен в работе автора (Кучкин, 1966).

Генезис высококачественных каолининовых аргиллитов как Гымыльского, так и других месторождений центральной части Иркутского бассейна до сих пор является дискуссионным.

Разрез карбонатных пород в пределах Протасовского участка Гымыльского месторождения представлен тремя пачками (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Серые и темно-серые, сверху желтовато- или коричневатые доломиты с тонкоплитчатой отдельностью	> 20
2. Желтовато- и розовато-серые мергелистые доломиты с тонкоплитчатой отдельностью, с дендритами гидроокислов марганца и прожилками кальцита	15—18
3. Светло-серые, серые и темно-серые доломитизированные известняки с прослоями доломитов	> 15

Химический состав пород

№ сква- жины	Глубина (интервал), м	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
5	32,9—33,5	Известковистый доломит	2,91	1,47	1,94	Не обн.
255	46,8—48,0	Мергелистая порода	6,25	2,10	1,05	0,12
96	34,6—35,0	Известковистый доломит	1,83	0,18	1,17	Не обн.
48	7,9—10,0	Мергелистый доломит	8,38	1,90	0,92	»
34	17,2—17,5	Известковистый доломит	7,32	0,82	4,12	»
187	25,9—26,2	То же	4,00	0,79	0,44	»
132	34,1—35,1	»	6,10	Не обн.	4,72	»
55	28,8—29,8	»	2,10	0,52	0,66	»
90	23,9—24,6	»	1,91	0,61	0,44	»
119	12,8—13,4	»	6,31	3,55	1,05	0,05
120	24,2—24,7	»	13,24	0,29	0,35	Не обн.

Химический состав пород (табл. 1) является типичным для указанных разновидностей карбонатных пород. Содержание и химический состав нерастворимого остатка доломитов показаны в табл. 2.

Содержание нерастворимого остатка колеблется в пределах 5,90—19,32%, причем максимальные его значения наблюдаются, как правило, в выветрелых глинистых известковистых доломитах (обр. 87, 39, 11), а самое минимальное — в обр. 5 (5,90%) — плотном тонкокристаллическом известковистом доломите и обр. 16 (8,17%) — слабыветрелом доломите. Содержание окиси кремния в породах колеблется от 0,09 до 4,65%. Окись алюминия обнаружена лишь в двух образцах из пяти, в которых содержание ее очень незначительное и изменяется от 0,067 до 0,40%. Количество окиси железа в этих образцах изменяется от 0,54 до 1,93%.

Минералогический анализ четырех образцов карбонатных пород показал в тяжелой фракции наличие лимонита и граната. Оба эти минерала составляют основную часть фракции. Отмечены магнетит, лейкоксен, циркон и ильменит и в очень малом количестве рutil и турмалин. Лимонитизированные зерна, как установлено рентгеноструктурным анализом, образовались по гематиту. Легкая фракция представлена преобладающими глинисто-слюдистыми агрегатами, полевыми шпатами, кварцем и слюдами.

Глинистая составляющая этих образцов исследовалась рентгеновским методом. В результате установлено, что основ-

нижнего кембрия, %

MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	Сумма
Не обн.	0,02	28,42	20,40	0,05	0,18	0,03	44,68	100,10
»	Не обн.	28,50	19,82	0,13	0,73	0,73	41,95	100,01
0,13	0,017	33,18	18,18	0,03	0,07	0,07	45,37	100,15
Не обн.	Не обн.	27,16	19,09	Сл.	0,96	0,96	41,54	100,04
0,47	0,038	27,58	17,57	0,39	0,24	0,24	41,78	100,33
0,036	0,018	30,10	19,39	0,10	0,32	0,32	45,09	100,29
0,54	0,017	27,86	17,87	0,48	0,07	0,07	42,48	100,13
0,09	0,026	30,66	20,21	0,04	0,15	0,15	45,82	100,28
Сл.	0,027	29,66	20,90	Не обн.	0,15	0,15	46,26	99,96
Не обн.	Не обн.	27,51	19,87	»	0,55	0,15	41,74	100,90
0,25	0,01	47,39	0,70	0,07	0,12	0,12	37,51	99,93

ной глинистый минерал представлен диоктаэдрической гидрослюдой, на что указывает серия базальных отражений с рефлексом 001d_T = 10 Å.

В качестве значительной примеси в тонкопелитовой фракции присутствует гётит (обр. 11, 16, 5).

В наибольшем количестве в образцах присутствует минерал каолинитовой группы с базальным рефлексом d = 7,44 Å (обр. 16) и, возможно, железистый хлорит — слабая линия с базальным рефлексом d = 14,9 Å; рефлекс при d = 7,17 Å усиливается (обр. 11). В обр. 87 наряду с гидрослюдой устанавливается небольшая примесь каолинита. Термический анализ этого образца показал дополнительно наличие органического вещества.

Карбонатные породы имеют мелкозернистую и микрозернистую структуру с преобладающим размером зерен до 0,04 мм и менее. Главные минералы — карбонаты. На фоне основной массы, состоящей из мелких зерен карбоната неправильной формы, выделяются отдельные участки микрозернистого и крипстокристаллического строения более темного цвета, сложенные также карбонатным материалом. В незначительном количестве в породе рассеяны обломочные мелкие зерна кварца неправильной формы. Порода неравномерно пропитана гидроокислами железа.

Глинистое вещество в изучаемых карбонатных породах наблюдается в виде тонкодисперсного материала, рассеян-

Таблица 2

Содержание и химический состав нерастворимого остатка доломитов, %

№ сква- жины	Глубина (интервал), м	№ образ- ца	Порода	После 105°	После 600°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п.
87	27,0	87	Слабовыветрелый извест- ковистый доломит	19,32	9,60	4,65	0,067	1,29	0,10	0,15	9,72
194	39,4	39	Выветрелый доломит	13,12	9,60	4,02	0,40	1,93	0,94	1,48	3,52
194	37,7	11	Глинистый доломит	10,90	9,80	0,09	He обн.	1,36	5,03	2,31	1,10
194	38,0	16	Слабовыветрелый доло- мит	8,17	4,92	2,34	»	1,00	2,51	1,89	3,25
5	32,9—33,5	5	Тонкокристаллический известковистый доло- мит	5,90	4,25	2,70	»	0,54	0,46	0,51	1,65

Примечание. Анализ нерастворимого остатка проведен в химлаборатории Ирриредмета. Аналитик А. М. Семенова.

ного более или менее равномерно в них, или же в виде примазок и тонких оболочек, в редких случаях в виде маломощных прослоев.

Определенный нами в нерастворимом остатке карбонатных пород состав глинистых минералов представлен гидрослюдой, иногда с примесью железистого хлорита и редко каолинита. Это находит подтверждение в работах исследователей, занимавшихся непосредственно изучением этих отложений как в нашем районе, так и за его пределами, в других районах распространения аналогичных отложений.

Вопрос о границах остаточных и переотложенных кор выветривания нижнекембрийских пород является дискуссионным. Многие исследователи при отнесении продуктов выветривания к тому или иному типу коры выветривания исходят главным образом из геологического положения их в рельефе. Так, описывая нижнемезозойскую кору выветривания Иркутского бассейна, Е. П. Бессолицын (1963) выделяет остаточную и переотложенную. По его мнению, «остаточная каолиновая кора разложения более характерна для участков с приподнятым положением фундамента, а переотложенная кора встречается чаще всего на склонах поднятий фундамента или в пониженных участках поднятий». Граница между остаточной и переотложенной корой выветривания проводится по кровле кремнистой брекчии с глинистым цементом, лежащей на нижнекембрийских

известняках. Выше брекчии залегает толща каолинов, относимая уже к переотложенной коре выветривания.

В другой своей работе, посвященной корам выветривания Иркутской области, Е. П. Бессолицын и Г. Х. Файнштейн (1963) выделяют, кроме остаточной и переотложенной, также перемещенную кору выветривания. По их представлениям, было два этапа выветривания, каждому из которых соответствовали свои конечные продукты.

Первый этап — выветривание на кремнисто-карбонатных и карбонатных породах кембрия. Для него типично образование кремнистых и кремнисто-глинистых брекчий со следами выщелачивания карбонатного вещества.

Второй этап выветривания характеризуется образованием кремнисто-каолиновых и каолиновых брекчий. В результате преобразования глинисто-карбонатных и глинистых отложений нижнего палеозоя они переходят в массивные галлуазитовые глины и высокоглиноземистые каолиновые аргиллиты. В понижениях доюрского рельефа высокоглиноземистые каолиновые аргиллиты представляют собой не только переотложенную кору выветривания, но и остаточную — на водораздельных участках.

По данным С. С. Чекина (1969), каолиновые глины Трошковского и Бельского (Гымыльского) месторождений слагают обширные прерывистые залежи непостоянной мощности на коре выветривания карбонатных пород ангарской свиты кембрия и продуктах переотложения этой коры — кремневой брекчии.

П. В. Калашниковым (1967 г.) все разновидности брекчий элювиального, элювиально-делювиального и осадочного (переотложенного) генезиса отнесены к одному литологическому типу и включены условно в базальный горизонт нижнечеремховской подсвиты.

Как видно из данного описания, исследователи по-разному проводят границу между остаточной и переотложенной корой выветривания. Остаточная кора выветривания, по И. И. Гинзбургу и К. К. Никитину (1963), — это кора, оставшаяся на месте материнских пород, возникающая или в результате их разложения, или за счет их выщелачивания. Как видно из этого определения, состав остаточной коры выветривания должен соответствовать составу материнских пород или же отличаться от них очень незначительно. К остаточным образованиям в исследуемом районе мы относим глины зеленовато-темно-серого, буроватого и буровато-желтого цвета. Иногда в них содержатся окремненные карбонатные и кремнистые обломки. Описываемые глины наблюдаются чаще всего на возвышенностях древнего рельефа, реже на их склонах и впадинах; залегают непосредственно на карбонатных породах ангарской свиты нижнего кембрия.

Химический состав остаточных глин, %

№ сква- жины	№ образца	Мощность, м	Порода	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	R ₂ O	П. п. л.
116	11 604	1,20	Глина бурая (10% ще- бенки кремния)	9,19	49,74	13,26	0,31	6,03	6,20	1,41	13,71
185	18507-09	2,80	Глина коричневая	13,75	51,65	8,52	0,58	4,74	7,04	3,52	9,63
164	16 413	2,30	Глина желтоватая и жел- то-серая	10,82	57,73	6,71	0,25	5,90	5,31	1,95	10,95
206п	20605-08	3,70	Глина мергелистая жел- товато-коричневая	4,23	21,18	2,11	0,16	20,15	16,85	1,55	33,62

Примечание. Результаты анализов приводятся по данным П. В. Калашникова, 1964 г.

Наблюдения под микро-
скопом показали, что основ-
ная масса породы состоит
из карбонатного матери-
ала микрогранобластовой
структуры; глинистого ве-
щества до 20% и песчаной
примеси 10—12%.

Глинистый тонкочешуй-
чатый материал представлен
отдельными участками и
заливами среди карбонат-
ной массы. Песчаная примесь
выражена обломками квар-
ца, реже мусковитом и
полевым шпатом. Форма об-
ломков угловатая, реже пол-
лускатанная. Минералогиче-
ский анализ легкой фракции
карбонатных глин показал
наличие преобладающих гли-
нисто-карбонатных агрега-
тов (93%), кальцита (5%),
полевого шпата и слю-
ды (2%).

Тяжелая фракция пред-
ставлена псевдоморфозами
лимонита по гематиту
(99,6%) и гранатом (0,4%).

В табл. 3 приводится
химический состав этих по-
род по данным П. В. Калаш-
никова. В некоторых сква-
жинах остаточная кора
представлена доломитовой
мукой.

Во фракции <0,001 мм
определены монтмориллонит,
каолинит, гидрослюда и
хлорит. Остаточные образо-
вания характеризуются низ-
ким (4,23—13,75%) содер-
жанием окиси алюминия,
окиси кальция 4,74—6,08%
и окиси магния 5,31—7,04%.
Отдельные разновидности
по своему составу близки
к мергелистым породам, в

которых количество окиси кальция достигает 20,15 и окиси магния 16,85% (обр. 20605-08). Мощность остаточной коры выветривания изменяется от 1,20 до 3,70 м, составляя в среднем 2,50 м.

Контакт пород остаточной коры выветривания с подстилающими породами нечеткий.

В отдельных участках, на остаточной коре выветривания или на алевритистых аргиллитах, обычно на карбонатных породах нижнего кембрия залегают широко распространенные на Гымыльском месторождении кремнистые и кремнисто-глинистые брекчии. Перекрываются они чаще всего высокоглиноземистыми каолинитовыми аргиллитами нижней подсвиты черемховской свиты.

На возвышенных участках древнего рельефа брекцию перекрывают песчаники и каменные угли верхней подсвиты черемховской свиты. В тех местах, где продукты древней коры выветривания были эродированы к началу юрского времени, песчаники или высокоглиноземистые каолинитовые аргиллиты залегают непосредственно на породах нижнего кембрия.

Среди брекчий наиболее распространены кремнистые разновидности с глинистым цементом. Содержание в брекчиях обломочного материала, представленного кремнями темно-серого и черного цвета, составляет 50—60% или же изменяется от 50 до 80%, редко достигает 85—90%. Размер обломков изменяется в широких пределах — от нескольких миллиметров до 10—12 см. Крупнообломочный материал плохо отсортирован, обломки расположены в брекчии без какой-либо упорядоченности. Форма их остроугольная, остросеберная, угловатая, часто уплощенная. Нередко в низах разреза в брекчии отмечаются обломки известняков и доломитов. П. В. Калашниковым (1964 г.) в кремнистых брекчиях отмечается цемент следующего состава: каолинитовый, хлоритово-глинистый, цеолитово-хлоритово-глинистый, гидрослюди-сто-глинистый, каолинитовый с примесью гидрослюды (в низах разреза). В ряде скважин цементом брекчий является песчано-глинистый материал. Такие брекчии содержат песчано-алевритовую примесь (5—25%), представленную угловатыми, реже полуокатанными зернами кварца, а также редкими обломками полевого шпата и слюд. В исследованных нами разновидностях брекчий выявлены некоторые интересные особенности. Так, в кремнистой брекчии с кремнисто-глинистым цементом (обр. 57) в тяжелой фракции преобладает пирит (91,30—93%) и отмечается сфалерит (7,00—8,70%). В легкой фракции, как и следовало ожидать, преобладают кремнистые обломки (89—98,5%), присутствуют кварц (1,50—8,60%) и слюды (2,40%). В кремнистой брекчии с глинистым цементом (обр. 31) в тяжелой фракции пре-

обладает лимонит. Граната, лейкоксена, турмалина немного. В легкой фракции обращает на себя внимание большое содержание полевых шпатов (60 до 66%), кварца (27,5—32,0%) и небольшое количество кремнистых обломков (6,5—8,0%). Полевые шпаты представлены зернами неправильной формы, в значительной степени выветрелыми. Кремнистые обломки полуокатаны, а кварц состоит из окатанных зерен овальной формы, что говорит о переотложении этих пород. В кремнистой брекчии с хлоритовым цементом (обр. 88) отмечаются окатанные обломки кремня и оолитоподобные, по-видимому, кремнисто-хлоритовые. Обр. 88 представляет собой «внутриформационную» брекчию, находящуюся среди высокоглиноземистых каолиновых аргиллитов. Однако подобные разновидности встречаются и среди брекчий. По данным рентгеновского анализа, цемент кремнистой брекчии светло-зеленого цвета (обр. 61), цемент ее состоит из гидрослюд и каолинита. В нижних горизонтах брекчии, на контакте с карбонатными породами нижнего кембрия, глинистый материал представлен чаще всего гидрослюдой, реже монтмориллонитом и еще реже хлоритом. На контакте брекчии с высокоглиноземистыми аргиллитами глинистый минерал представлен каолинитом. Окраска брекчий серая, реже зеленовато-серая или желтовато-серая, иногда красно-бурая, причем в кровле ее на контакте с высокоглиноземистыми аргиллитами она приобретает цвет, присущий аргиллитам, поэтому контакт между ними иногда постепенный.

Относительно источника материала, за счет которого образовался цемент брекчий, также пока нет единого мнения.

Так, С. С. Чекин считает, что лишь часть глинистого материала, который ассоциирует с кремневой щебенкой, является остатком, образовавшимся при растворении карбонатных пород. Большинство же исследователей главенствующую роль отводят нерастворимому остатку известняков и доломитов и полагают, что за счет преобразования полевых шпатов до гидрослюдистой стадии и мог образоваться глинистый материал, который впоследствии явился цементом брекчий.

Хотелось бы остановиться еще на одном типе брекчий — карстовом. Еще В. П. Маслов (1940) в исследуемом районе среди эпигенетических брекчий выделял карстовые. Описывая их, он отмечал, что брекчии состоят из обломков карбонатных пород, которые слагают стенки карстовых воронок, или из близлежащих пород, но иногда в воронках встречаются и юрские песчаники, принесенные водными потоками или попавшими сюда при провале кровли. Затем сверху образовывался пласт кремневых брекчий, характерный для основания юрских пород.

Карст Южного Приангарья детально изучал Г. П. Вологодский (1965). Этот автор выделил три основных этапа в

развитии карста, соответствующих эпохам континентального развития территории: среднекембрийский, доюрский и четвертичный.

Сравнивая кремнистые брекчии Южного Приангарья с отложениями подобного типа в других районах, например с «беликами» среднего Урала или «кремневкой» Казахского нагорья, мы находим почти полную аналогию. «Белики», по В. П. Петрову (1967),— это своеобразная порода, которая обычно залегает в основании мезокайнозойских отложений и выполняет карстовые воронки. Основу ее составляет кремнистая щебенка, погруженная в кремнистую муку и каолин, причем количество последнего кверху обычно увеличивается и порода постепенно переходит в каолиновые глины. Намечающаяся слоистость и ориентировка кремневого щебня уверенно говорят о том, что и сами «белики» являются осадочной породой, в переотложении которой играли роль водные потоки.

«Белики», по В. П. Петрову, следует рассматривать как карстовую брекчию, но образовавшуюся в специфических условиях. Подобного типа отложения были встречены С. А. Сладкопевцевым (1964) в западной части Казахского нагорья, в древних карстовых формах, с которыми связываются месторождения бокситов и огнеупорных глин.

Местные геологи наиболее древние отложения, представленные массой щебня и обломками окремненных известняков, которые наблюдаются в карстовых воронках, называют «кремневкой». По мнению С. А. Сладкопевцева, они являются аналогами уральских «беликов».

В. П. Петров подчеркивает факт нахождения «беликов» только в карстах и только в районе развития известняков. Проведенное П. В. Калашниковым в 1963 г. микроскопическое изучение кремневой щебенки из брекчий показало, что она состоит из агрегата кварца и халцедона.

С. С. Чекин в 1963 г. пришел к выводу об идентичности состава и структуры кремневых желваков ангарской свиты нижнего кембрия с кремневой щебенкой из юрских каолинистых глин и аргиллитов.

Наблюдается также связь цемента остаточной глины с цементом брекчии. Когда кремневая брекчия залегает на остаточных глинах, цемент ее слагается гидрослюдами. Вверх по разрезу гидрослюдистый цемент переходит в каолинистый. Таким образом, наряду с явными признаками остаточного характера брекчий (идентичность состава щебенки кремня, унаследованность цемента и т. д.) констатируются и признаки переотложения этих пород (нахождение линз и обломков вышележащих пород, окатанность мелких обломков кремня и кварца).

Все эти данные позволяют сделать вывод о достаточно интенсивной и неоднократной переработке элювиально-делювиальных отложений поверхностными водами типа временных потоков внутри местного водоема. Поэтому кремнистую брекчию следует считать переотложенной корой, а не остаточной.

В присклоновых частях древнего рельефа среди кремнистой брекчии иногда наблюдаются алевритистые аргиллиты, обычно низкоглиноземистые, с содержанием Al_2O_3 до 15,0%. Они также залегают на остаточной коре выветривания в виде линз на возвышенных участках древнего рельефа. Во впадинах отмечаются признаки переотложения алевритистых аргиллитов, при этом мощность их возрастает до 10 м (скв. 187). Чаше же мощность их равна 3—4 м (скв. 5 и 230).

По внешнему виду это зеленовато-серые породы, иногда как бы «сланцеватые», перемятые.

Нами были исследованы два образца этих пород. Один образец (22) взят из алевритистого аргиллита, другой (76) — из зоны контакта алевритистого аргиллита с остаточной корой выветривания (скв. 71).

В тяжелых фракциях содержатся лейкоксен, лимонит, ильменит, роговая обманка, турмалин (обр. 22), а также пирит, лимонит, магнетит, гранат, циркон, турмалин (обр. 76). Легкая фракция (обр. 22) представлена глинисто-слюдистым агрегатом, полевым шпатом и слюдой, а также глинистыми агрегатами, развивающимися по полевым шпатам, кварцем, полевым шпатом, слюдой и кварцитовидными обломками (обр. 76).

Породы сложены алевритистыми аргиллитами или же алевролитами. Кластические зерна в породах выражены кремнистым материалом, кварцем, полевыми шпатами, пластинками слюды и зернами рудного минерала. В обр. 76 под микроскопом отчетливо виден резкий контакт между карбонатной породой и алевритистыми аргиллитами. Карбонат представлен кальцитом, аргиллит — глинистым минералом. В обоих минералах отмечаются мельчайшие зерна кварца. Фракция $<0,001$ мм исследована на электронном микроскопе. В обр. 22 видны изометричные высокодисперсные чешуйки гидрослюды с резкими очертаниями (рис. 1).

В обр. 76 (рис. 2) видны частицы трех типов: 1) изометричные, полупрозрачные и непрозрачные, с размытыми контурами — монтмориллонит; 2) удлиненные трубчатые — галлазит; 3) единичные с резкими очертаниями — гидрослюда.

По внешнему виду описанные породы похожи на алевритистые аргиллиты верхоленской свиты верхнего кембрия. Геологи Ф. И. Торпищев, А. П. Нефедьев, занимавшиеся разведкой угольных месторождений в исследуемом районе (Головинское месторождение), еще в 1961 г. указывали на такое

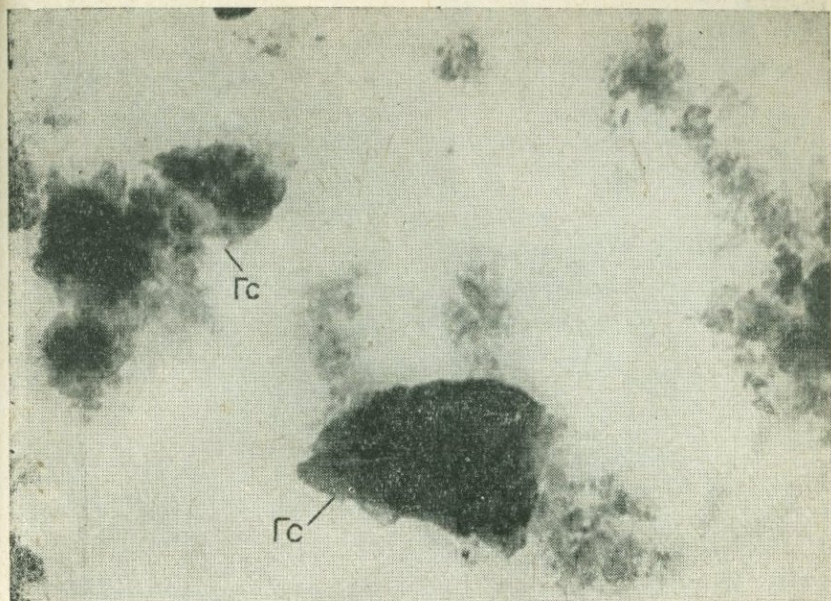


Рис. 1. Алевритистый аргиллит. Обр. 22 — скв. 5 (интервал 28,8—32,9 м), $\times 22\,000$. Изометрические полупрозрачные и непрозрачные частицы гидрослюды (Гс) с четкими ограничениями.

сходство. В. А. Панаев в 1964 г., реконструируя распространение осадков верхоленской свиты к началу эпохи выветривания, пришел к выводу, что эти осадки в районе Бельской площади (Гымыльское месторождение), возможно, развивались в виде отдельных пятен. Породы верхнеангарской свиты также выходили на поверхность доюрского фундамента этой площади к началу эпохи выветривания.

Несмотря на то, что разрез верхнеангарской подсвиты насыщен терригенным материалом, количество полевых шпатов, содержащихся в ней, невысокое, поэтому породы ее не могли быть источником материала для образования низкоглиноземистых алевритистых аргиллитов. Содержание полевых шпатов в легкой фракции последних, как было указано выше, является преобладающим. Исходя из этого, можно предположить, что алевритистые аргиллиты представляют собой остаточную кору выветривания пород верхоленской свиты верхнего кембрия, несомненно в той или иной степени переотложенную.

Согласно Ю. Н. Занину (1962), основная масса глинистых минералов верхоленской свиты сложена гидрослюдой. Тот же глинистый минерал мы наблюдаем в алевритистых аргиллитах (обр. 22).



Рис. 2. Контакт алевритистого аргиллита с глинами (остаточная кора выветривания). Обр. 76 — скв. 71 (интервал 37,0—37,8 м), $\times 22\ 000$. Полупрозрачные и непрозрачные частицы монтмориллонита (М) с расплывчатыми контурами; удлиненные трубчатые частицы галлуазита (Г); четкие единичные частицы гидрослюды (Гс).

К. Г. Гинзбург (1966) отмечает, что (по Е. Г. Золотареву) «для верхнекембрийских отложений районов южной части Иркутского амфитеатра характерна постоянная ассоциация таких минералов тяжелой фракции, как лейкоксен, гранат, циркон, титанистые минералы, лимонитизированные зерна, рутил и турмалин, а из легкой фракции — кварц и полевые шпаты».

Как видно из приведенных данных, минералогический состав как тяжелой, так и легкой фракции верхнекембрийских отложений, за исключением биотита и роговой обманки, аналогичен минералогическому составу тех же фракций обр. 22.

Н. Я. Тихомирова (1958), изучавшая минералогию кембрийских отложений, считает, что для низов верхоленской свиты характерно очень высокое содержание хромшпинелидов в тяжелой фракции и интенсивно выветрелых полевых шпатов в легкой фракции. Далее она указывает на резкое уменьшение количества гранатов, лимонита, амфиболов и увеличение содержания магнетита, лейкоксена, циркона, присутствующее верхоленской свите по сравнению с литвинцевской свитой, и по сравнению с ангарской свитой большее количе-

ство магнетита, лимонита, гранатов и меньше — турмалина, циркона, амфиболов.

По данным М. Н. Колюн (1960), породы верхоленской свиты содержат переотложенные минералы ангарской и литвинцевской свит, что позволяет предположить перерыв, во время которого происходил размыв подстилающих верхоленскую свиту образований.

М. Н. Колюн в бассейне р. Ангары — в Балаганском, Осинском и Боханском районах — наблюдалась кора выветривания, представленная желтовато-зеленоватыми глинами с мелкой галькой кремней и пестрыми мергелями фиолетового, красно-бурого и зеленого цвета. Глины по своему составу принадлежат к типу монтмориллонитовых и гидрослюдистых. Древние коры выветривания сохраняются довольно редко, поэтому, как это отмечено М. Ф. Викуловой (1957), в геологическом разрезе встречаются только их части, которые сохраняются от размыва и представляют собой их «корни».

Г. В. Вахрушев (1949), изучая пестроцветную кору выветривания на территории СССР, в частности кору выветривания на породах нижнего карбона, представленную известняками и доломитами, в различной степени глинистыми и кремнистыми известняками, приходит к интересным выводам.

Пестроцветная кора выветривания с большим количеством кварцевого материала образована не только за счет разрушения нижнекаменноугольных известняков, которые находятся в основании толщи, потому что они содержат ничтожное количество глинозема, кремнезема, железа. Наряду с известняками выветриванию подвергались еще какие-то другие породы, более богатые железом, глинистым и песчаным материалом. Такие породы должны были залегать выше известняков и иметь более молодой возраст. Большое содержание кварцевого материала во многих разновидностях пестроцветных глин указывает на то, что они образовались путем выветривания не только глинистых сланцев, но и глинистых песчаников.

Для образования пестроцветной коры выветривания нужен обязательно контакт известняков со сланцами или же другими породами, например песчаниками, к которому они и приурочиваются.

По всей вероятности, и в нашем районе мы имеем дело со сходной обстановкой, т. е. кора выветривания также приурочена к контакту нижнекембрийских известняков и пород верхоленской свиты.

О генезисе каолинитовых глин Иркутского бассейна имеется несколько точек зрения. Суть их сводится к трем гипотезам:

1. Происхождение глин как остаточного продукта кембрийских карбонатных пород, по мнению Ю. А. Жемчужнико-

ва (1924), В. П. Маслова (1940) и В. Н. Щербакова (1958), или юрских песчаников — по Я. Я. Яржемскому, (1938).

2. Образование глин в результате диагнетической переработки аркозового или глинисто-аркозового материала, по М. М. Одинцову (1938, 1945) и А. В. Ильяхиной и С. А. Кашику (1967).

3. Осадочное происхождение в результате размыва и пе­реотложения каолиновых продуктов нижнемезозойской коры выветривания, по С. С. Чекину (1969).

Хотелось бы еще остановиться на карстовой гипотезе образования каолинитовых аргиллитов, высказанной Г. П. Вологодским (1965). Согласно этой гипотезе, «каолинитовые месторождения типа Трошковского формировались в местных понижениях рельефа (воронках, котловинах и т. д.), где создавались благоприятные условия для накопления нерастворимого материала, полученного в процессе растворения громадных толщ карбонатных пород. Здесь в условиях болотно-озерного режима этот материал подвергался обогащению глиноземом и превращался в каолин». Как видно из изложенного, эта гипотеза мало отличается от мнения Ю. А. Жемчужникова (1924) и других исследователей, связывающих происхождение глин с остаточным продуктом кембрийских карбонатных пород.

В отношении карстовой гипотезы имеется ряд существенных возражений. Как известно из детальных исследований, проведенных в 1932 г. Н. А. Флоренсовым, большинство карстовых форм было выработано до накопления высокоглиноземистых аргиллитов — положение продуктивной залежи преимущественно в верхних частях разрезов отложений. Нижние части карстовых форм были заполнены остаточной и перемещенной корой выветривания, представленной карбонатными глинами и брекчиями, верхние — аргиллитами. Сохранившиеся над воронками западины являлись своеобразными ловушками для аргиллитов. Процессы карстообразования и накопления высокоглиноземистых аргиллитов не были одновременными. Наиболее древние отложения, обязанные своим происхождением карбонатным породам нижнего кембрия, — остаточные глины и брекчии.

Выше по геологическому разрезу залегают низкоглиноземистые аргиллиты, а затем высокоглиноземистые продуктивной залежи.

На основании полученных результатов по вещественному составу пород нижнего кембрия сделан расчет, который показывает, возможно ли образование высокоглиноземистых каолинитовых аргиллитов за счет нерастворимого остатка известковистых доломитов.

Содержание глинозема в нерастворимом остатке доломитов равно 0,0934% (см. табл. 2, среднее из пяти образцов).

В пересчете на суммарный доломит, учитывая среднее содержание нерастворимого остатка 9,0% (по В. П. Маслову) для всего нижнего кембрия, оно составит 0,0084%. Отношение глинозема аргиллит: доломит при среднем содержании глинозема в аргиллите для всей продуктивной толщи 32,4% будет составлять 3857. Мощность же ангарской свиты нижнего кембрия, наиболее богатой терригенным материалом, изменяется от 250 до 450 м. Даже с учетом дополнительной мощности (70—100 м) ангарской свиты, на которую она уменьшилась в отдельных участках района вследствие карстовой деятельности, по данным Г. П. Вологодского (1965), для образования высокоглиноземистых аргиллитов потребовалось бы гораздо более мощная толща.

С большой вероятностью часть глинистого материала высокоглиноземистых аргиллитов могла быть образована в результате переотложения глиноземистых алевритистых аргиллитов, содержание глинозема в которых достигает 20%. Подобные расчеты проводились для ямайских бокситов Д. Д. Бернсом (1964).

Как показали наши результаты исследования высокоглиноземистых каолинитовых аргиллитов (Кучкин, 1966), преобладающим среди глинистого материала является тонкодисперсный глинистый материал, представленный обломочным каолинитом. Менее существенная часть — это местный (за счет переотложения пород верхоленской свиты) и диагенетизированный глинистый материал.

Каолининовый тонкодисперсный материал уже в готовом виде накапливался в озерных условиях. Первоисточником его могли быть мощные каолининовые коры выветривания, развитые в области распространения кислых пород. Происходившие в начале юрского времени тектонические движения обусловили размыв древней каолиновой коры выветривания, а затем и переотложение ее продуктов во впадины Иркутского бассейна. Вторая же часть глинистого материала (менее существенная), судя по косвенным данным, полученным нами, несомненно, является переотложенной корой выветривания пород верхоленской свиты верхнего кембрия.

Аксельруд Н. В. Изобарно-изотермические потенциалы образования гидроокислов и труднорастворимых гидроокислосилов.— «Журн. физ. химии», 1955, т. 29, вып. 12, с. 2204—2208.

Асланов Н. Н., Рыжов С. Н. Состав и свойства фракций механических элементов сероземов. Ташкент, Изд. ФАН УзССР, 1969, 80 с.

Бгаатов В. И., Казаринов В. П. О перспективах калиенности девонских отложений севера Сибирской платформы.— «Геология и геофизика», 1967, № 4, с. 44—47.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 432 с.

Бернс Д. Д. Генезис Ямайских бокситов.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964, с. 115—124.

Бессолицын Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 315—326.

Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области.— В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 226—231.

Боручинкина А. А., Дренов Н. В. и др. Стратиграфия девонских отложений междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок.— Матер. по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 133—139.

Бриндли Г. В., Робинсон К. Хлоритовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., Изд-во иностр. лит., 1955, с. 284—345.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—267.

Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания. Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1949, 232 с.

Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Труды ВСЕГЕИ, 1957, 445 с.

Волколаков Ф. К., Хлыстов П. А. О наличии гидрагиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. XI. Улан-Удэ, 1967, с. 51—53.

Вологодский Г. П. Карст Южного Приангарья.— В кн.: Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. М., «Наука», 1965, с. 49—106.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 306 с.

Гинзбург К. Г. Литологическая характеристика верхоленской свиты верхнего кембрия юга Иркутского амфитеатра.— В кн.: Геология и газонефтеносность Восточной Сибири. М., «Недра», 1966, с. 61—68.

Гинзбург И. И., Никитин К. К. Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания.— В кн.: Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 151—158.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. И. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951, 716 с.

Горецкий Ю. К., Калмыков Н. П. О поисках бокситов и огнеупорных пород типа флинтклей в палеозойских угленосных отложениях Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1960, № 3, с. 89—99.

Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии.— В кн.: Труды ЛГГП АН СССР, т. XV. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 26—61.

Жемчужников Ю. А. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии.— «Изв. Геол. комитета», 1924, т. 43, № 10, с. 1417—1437.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 326 с.

Занин Ю. Н. К сравнительной характеристике глинистых минералов из верхнекембрийских, ордовикских и девонских отложений Иркутского амфитеатра.— «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минералог. об-ва», 1962, вып. 4, с. 12—35.

Ильохина А. В., Кашик С. А. Вторичные изменения в юрских отложениях юга Сибирской платформы.— В кн.: Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, с. 247—274.

Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969, 126 с.

Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для расчетов в геохимии. М., «Наука», 1968, 143 с.

Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 85—196.

Клубова Т. Т., Макаров О. К. Глинистые минералы пород покровных газовых месторождений северо-запада Западно-Сибирской низменности.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43 (73), вып. 4, с. 141—142.

Колон М. Н. О древней коре выветривания в кембрии южной части Сибирской платформы.— «Матер. ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1960, вып. 44, с. 21—28.

Копорулин В. И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. М., «Наука», 1966, 166 с.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 148 с.

Кузнецов С. И. О строении алюминатных растворов.— В кн.: Сб. трудов по вопросу алюминатных растворов. Изд-во Ленингр. межобл. правления НТО Цвет. мет., 1959, с. 4—26.

Кузнецов С. И., Дерезянкин В. А. Физическая химия процесса производства глинозема по способу Байера. М., Металлургиздат, 1964, 352 с.

Кучкин Е. Е. О минералогическом составе каолиновых аргиллитов Гымьинского месторождения Иркутской области.— «Тр. Иркутского политех. ин-та. Сер. геол.», 1966, вып. 30, с. 117—127.

Лайтинен Г. А. Химический анализ. М., «Химия», 1966, 656 с.

Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 400 с.

Литвинцев Г. Г., Тараканова Г. И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. М., «Наука», 1967, с. 138—145.

Логачев Н. А. К геологии базальтов Западного Прибайкалья.— «Матер. по изучению производительных сил Бурятской АССР», 1956, т. 2, с. 20—27.

Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 72—102.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964, 194 с.

Масайтис В. Л., Михайлов М. В. Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Ыгваттинской впадины.— «Геология и геофизика», 1966, № 4, с. 43—53.

Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь).— «Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол.», 1940, № 5, вып. 15, 80 с.

Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород, т. 1. М., Изд-во ВСЕГЕИ, 1968. 346 с.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Гостеолтехиздат, 1957. 445 с.

Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., «Наука», 1968. 160 с.

Одинцов М. М. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— «Сов. геология», 1938, № 11, с. 83—91.

Одинцов М. М. Месторождения каолинов Приангарского района Иркутской области и их промышленные перспективы.— В кн.: Матер. по геол. нерудных полезн. ископ., вып. 1. Иркутск, Изд-во треста «Сибгеолнеруд», 1945, с. 26—31.

Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. и др. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1968. 175 с.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967. 342 с.

Рекшинская Л. Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов. М., «Наука», 1966. 229 с.

Рудченко З. Г. Некоторые особенности современной фазы развития лесовых пород северо-восточной части Кузнецкой равнины.— В кн.: Физико-механические свойства и вопросы формирования лесовых пород Сибири. М., «Наука», 1968, с. 96—100.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.

Сладкопеев С. А. Древний карст западной части Казахского нагорья и его роль в образовании месторождений бокситов.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», т. V, 1964, вып. 3.

Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии.— «Сов. геология», 1945, № 6, с. 3—18.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Тихомирова Н. Я. Корреляция ниже- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по кластогенным минералам.— В кн.: Докл. первичной организации Горного об-ва при ВСЕГЕИ, вып. 1. Л., ГОНТИ, 1958, с. 22—27.

Флоренсов Н. А., Лоскутова Н. В. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 5, с. 96—104.

Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.

Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра и связанные с ней месторождения нижнеюрских каолинитовых глин. Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ АН СССР, 1969. 26 с.

Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П. О природе и генезисе галлуазитов.— В кн.: Тез. докл. совещ. по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. М., 1966, с. 13—15.

Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезозойские климатические зоны Восточной Азии.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1954, т. XXIX (6), с. 27—49.

Щербаков В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна.— «Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР», 1958, вып. 14, с. 129—135.

Яржемский Я. Я. К вопросам генезиса и литологической характеристике разреза у станции Половина.— «Тр. Вост.-Сиб. геол. треста», 1938, вып. 25. 168 с.

Barany R. Heat and free energy of formation of muscovite. United States Bur. Mines Rept. Inv., N 6358, 1964, 39 p.

Barshad J. Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactious x-ray analysis, liffereutial thermal curves and water

content.—“Amer. mineralogist”, 1948, v. 33, N 11—12, p. 1271—1283.

Bradley W. F., Grim R. E., Clark G. L. Behaviour on montmorillonite on witting.—“Z. Krist.”, 1937, Bd. 97, p. 216—222.

Criss C. M., Cobble J. W. The thermodynamic properties of high temperature aqueous solutions.—“J. Amer. Chem. Soc.”, 1964, v. 96, N 24, p. 5390—5393.

Gayer K. H. The solubility of aluminium hydroxide in acidic and Basic media at 25°.—“Canad. J. Chem.”, 1958, v. 36, p. 1268—1276.

Helgeson H. G. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.—“Amer. J. Sci.”, 1969, v. 267, p. 1—379.

Kittrick J. A. The free energy of formation of gibbsite and $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ from solubility measurements.—“Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.”, 1966, v. 30, N 5, p. 481—490.

Raupach M. Solubility of simple aluminium compounds in soils. “Australian J. Soil. Res.”, 1963, v. 1, p. 28—36.

Russell A. S. A solubility and density of hydrate alumina in sodium Solutions.—“J. Metals”, 1955, v. 7, p. 1123—1131.

Wagman D. D., Evans W. H., Halow J., Parker V. B., Bayley S. M. Selected values of chemical thermodynamic properties.—In: National Bur. Standards Tech. Note, 270—1, 1965. 456 p.

Waldbaum D. R. High — temperature thermodynamic properties of alkali feldspars.—“Contr. Mineral and Petrol.”, 1968, v. 17, p. 186—195.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Т. К. Ломоносова, Г. М. Кашаева, Г. О. Семенова.</i> Глинистые минералы кор выветривания Тункинской впадины	5
<i>Т. Г. Рященко, Н. И. Демьянович, Г. О. Семенова, <u>Р. И. Ершов,</u> Г. М. Кашаева.</i> Глинистые минералы лессовых отложений и коренных пород ангарской части Усть-Илимского водохранилища	29
<i>Е. Г. Попов.</i> Состав предкарбоневой коры выветривания в Среднем Приангарье	51
<i>В. Н. Мазюков.</i> О коре выветривания в основании танхойской свиты на юго-восточном побережье оз. Байкал	59
<i>А. А. Кульчицкий, Т. К. Ломоносова.</i> О мел-палеогеновой коре выветривания на северо-западном побережье оз. Байкал	62
<i>С. А. Кашик, А. А. Акимова, Е. Г. Попов.</i> Диагностика исходных пород по химическому составу продуктов выветривания	66
<i>С. А. Кашик.</i> Некоторые вопросы геохимии процесса выветривания гранитов	71
<i>С. А. Кашик, А. С. Калинин.</i> Об устойчивых формах алюминия в водных растворах	82
<i>Е. Е. Кучкин.</i> О генезисе каолинитовых аргиллитов Гымьельского месторождения	89

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Ответственные редакторы
Сергей Федорович Павлов
Сергей Алексеевич Кашик

Редактор *Н. Ф. Джигирис*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректор *В. К. Тришина*

Сдано в набор 11 марта 1975 г. Подписано в печать 13 октября 1975 г. МН 02245.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 7 печ. л., 7,2 уч.-изд. л. Тираж 1300 экз.
Заказ № 467. Цена 72 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Глинистые минералы кор выветривания Тункинской впадины. Т. К. Ломоносова, Г. М. Кашаева, Г. О. Семенова. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—29.

Подробно характеризуются глинистые минералы, выделенные из продуктов выветривания мел-палеогенового возраста, вскрытых скважинами на Ахаликском буровугольном месторождении. Прослеживается эволюция ассоциаций глинистых минералов в продуктах переотложения кор выветривания и перекрывающих их осадочных толщах.

Особое место в статье отводится вопросам диагностики глинистых минералов.

Глинистые минералы лессовых отложений и коренных пород ангарской части Усть-Илимского водохранилища. Т. Г. Рященко, Н. И. Демьянович, Г. О. Семенова, Р. И. Ершов, Г. М. Кашаева. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 29—51.

Рассматривается взаимосвязь между физико-химическими свойствами грунтов и составом глинистых минералов. Показано, что специфические особенности лессовых отложений различного генезиса во многом определяются петрографическим составом коренной основы. Освещаются условия седиментации лессовых отложений и их постседиментационных преобразований. Приводятся данные экспериментальных исследований по определению свойств четвертичных грунтов.

Состав предкарбоневой коры выветривания в Среднем Приангарье. Е. Г. Попов. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 51—59.

Анализируется состав субстрата и продуктов предкарбоневой эпохи выветривания в Среднем Приангарье. На основании полученных результатов автор приходит к выводу о бесперспективности предкарбоневой коры выветривания в отношении бокситов.

О коре выветривания в основании танхойской свиты на юго-восточном побережье оз. Байкал. В. Н. Мазилев. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 59—62.

Приводятся новые данные по минеральному составу коры выветривания, развитой на гранито-гнейсах слюдянской серии архея. На основании обнаружения значительных концентраций ильменита в разрезе коры выветривания дается прогноз на титановые минералы.

О мел-палеогеновой коре выветривания на северо-западном побережье оз. Байкал. А. А. Кульчицкий, Т. К. Ломоносова. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 62—66.

Дается минералогическая характеристика реликтам коры выветривания, обнаруженным в бассейне р. Гуелги — южная часть Горемыко-Тыйского плоскогорья (Северный Байкал). Кора выветривания развивается на кварц-полевошпатово-серпичитовых сланцах илктинской свиты нижнего протерозоя и прорывающих их альбитах. Она представлена двумя зонами: дезинтеграции и щелачивания и каолинит-гидрослюдистой. Мощность коры выветривания 8,5 м.

Судя по растительным остаткам, выветривание происходило в сравнительно теплых и влажных климатических условиях.

УДК 551.311.231 : 519.283

Диагностика исходных пород по химическому составу продуктов выветривания. С. А. К а ш и к, А. А. А к и м о в а, Е. Г. П о п о в. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 66—71.

С помощью линейного корреляционного анализа построена многомерная функция, которая позволяет по процентному содержанию девяти окислов в продуктах выветривания определять тип исходной породы (от кислых до ультраосновных). Функция наряду с другими критериями диагностики может применяться при решении спорных вопросов, связанных с проблемой распознавания источников выветрелого материала.

УДК 551.311.231 : 553.21/24 : 512.83

Некоторые вопросы геохимии процесса выветривания гранитов. С. А. К а ш и к. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 71—82.

Разбираются некоторые аспекты химизма формирования глинистых минералов при выветривании гранитов на основе термодинамических расчетов. Показано, что наиболее вероятным минералом, способным кристаллизоваться из растворов равновесных или близких к равновесию с породами кислого состава, является каолинит. В некоторых случаях из таких растворов можно ожидать выпадение гибbsite, но это реально только тогда, когда в жидкой фазе возникает дефицит кремнезема.

УДК 551.311.231 : 550.41 : 541.8

Об устойчивых формах алюминия в водных растворах. С. А. К а ш и к, А. С. К а л и н и н. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 82—89.

Показано, что преобладающими компонентами водного раствора, образующегося при гидролизе алюмосиликатов и растворения окиси алюминия, являются катион Al^{3+} и анион $Al(OH)_4^-$. Первый доминирует в кислой среде, второй — в щелочной. Эти же соотношения сохраняются и при повышенных температурах.

УДК 551.311.231 : 553.612

О генезисе каолинитовых аргиллитов Гымыльского месторождения. Е. Е. К у ч к и н. Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 89—107.

На основании выполненных автором расчетов доказывається, что высокоглиноземистые аргиллиты Гымыльского месторождения образовались за счет нерастворимого остатка известковистых доломитов нижнего кембрия, которые являются субстратом каолинитовой толщи. Часть высокоглиноземистого материала образовалась в результате перетолжения коры выветривания пород верхней свиты средне-верхнекембрийского возраста.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Кунецова Ф. В. Нефелиновые спениты обрамления Боргойской впадины.

Карпов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.

Минералогия трапзов юга Сибирской платформы.
Измайлов Л. И. Пирротиновая минерализация золотоносных зон Колымы.

Ивашов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений.

Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

9

1785

Цена 72 коп.