

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1977

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

NUTONOTUS NUTONESHUE NUCKONAEMUE ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД МОСКВА

4

ИЮЛЬ — АВГУСТ 1977

СОДЕРЖАНИЕ

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осад-	
	3
Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Феофилова А. П. Почвенный диагенез и	
	18
Подпорина Е. К., Бурков В. В. Редкоземельные элементы в процессе выветрива-	
ния биотитовых пироксенитов	39
Родин Р. С. Минералого-петрографическая характеристика псевдоморфных бок-	
	54
Голубева И. И. Источники сноса в период формирования верхнепалеозойских	
отложений Тунгусской синеклизы	62
отложений Тунгусской синеклизы	
Некоторые вопросы электронной петрографии. (Общие положения, методи-	
ческие подходы)	72
Каледа Г. А., Котельникова Э. Д. О генезисе алевро-песчаных отложений верей-	
ского горизонта Среднего Поволжья	90
Янов Э. Н. О классификации песчано-алевритовых пород по вещественному со-	
	98
	07
Деревягин В. С., Седлецкий В. И. Верхнеюрские соленосные отложения Пред-	
кавказья	21
Стащук М. Ф., Бент О. И. Литология миоценовых отложений и геологические	32
критерии сероносности Керченского полуострова	32
Краткие сообщения	
Страхов Н. М. Существует ли аридный тип литотенеза в океане	41
Гептнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии . 1	43
Методика	
Ситникова З. И. К методике количественного минералогического анализа тяжелых фракций (на примере мысовской свиты восточного склона Урала) . 1	51

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4
JULY — AUGUST
1977

CONTENTS

Butuzova G. Yu., Lisitsina N. A., Gradusov B. P. Clay minerals in sediments on the profile through the Pacific Ocean	3
the profile through the Pacific Ocean Timofeev P. P., Tsekhovsky Yu. G., Feofilova A. P. Subaeral diagenesis and its	
	18
role in formation of sedimentary rocks	39
Rodin R. S. Mineralogo-petrographic characteristics of pseudomorph bauxites of	54
the Siberian platform	34
of the Terranella association	62
Gritsaenko G. S., Sonyushkin V. E., Iljin M. I., Ermilov V. V., Luneva O. I. Some problems of electronic petrography	72
Kaleda G. A., Kotelnikova E. D. On genesis of silty-sandy deposits of the Vereisky	90
horizon in the Middle Povolzhie	90
sition of clastic rocks	98
Dargevich V. A. Sedimentary titanium-bearing formations of Siberia	107
Derevyagin V. S., Sedletsky V. I. Distribution and lithologo-facies peculiarities of Upper Jurassic salt-bearing deposits of the Precaucasian	121
Stachshuk M. F., Bent O. I. Lithology of Miocene deposits and geological criteria	
of sulphur reserves of the Kerch peninsula	132
Short communications	
Strakhov N. M. If there exists an arid type of lithogenesis in the ocean Geptner A. R. Volcanogenic and volcanogeno-sedimentary formations of Iceland	141 143
Methods	
Sitnikova Z. I. On methods of the quantitative mineralogical analysis of heavy fractions (on the example of the Myssovskaya suite of the Urals eastern slope)	151

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 551.352:552.527(265/266)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ НА ПРОФИЛЕ ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН

Г. Ю. БУТУЗОВА, Н. А. ЛИСИЦЫНА, Б. П. ГРАДУСОВ

В результате изучения глинистых минералов в 48 колонках на профиле через Тихий океан (120 образцов) рентгенодифрактометрическим, дериватографическим, химическим и ИК-спектрографическим методами выяснено

зональное их распределение в поверхностном слое осадков.

Установлен терригенный генезис гидрослюд, каолинита, хлорита и смешанослойных образований, широко распространенных во всех типах осадков на профиле. Показано, что минералы монтмориллонитовой группы полигенны. Наряду с терригенными в осадках присутствуют слабо окристаллизованные смектиты — переотложенные продукты изменения гавайских базальтов, аутигенный монтмориллонит, образовавшийся в осадках за счет изменений пирокластики, а также гидротермальный ферримонтмориллонит. Выявлена тенденция увеличения роли монтмориллонита с глубиной в осадках пелагической зоны океана.

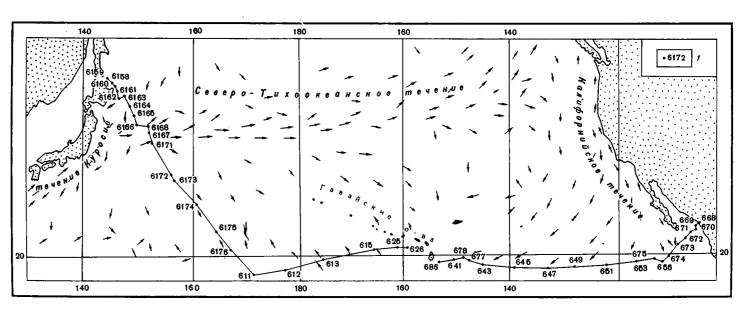
Вопросы, касающиеся минералогии, характера распределения и генезиса глинистых минералов в осадках Мирового океана, освещены в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей. К их числу относятся статьи М. А. Ратеева с соавторами (1966), Д. Гриффина и Э. Гольдберга (Griffin, Goldberg, 1963), Д. Гриффина и др. (Griffin et al., 1968), К. Оинума, К. Кобайяси и Т. Судо (Oinuma et al., 1959; Oinuma, Kobayashi, 1966), З. Н. Горбуновой (1970, 1975), П. Бискайя (Візсауе, 1964), Н. С. Скорняковой с соавторами (1971).

По данным этих авторов, преобладающая роль в происхождении глинистых минералов в осадках Мирового океана принадлежит терригенному сносу. Аутигенные глинистые минералы в океанических осадках имеют подчиненное значение. Достоверно доказано присутствие в них новообразованных минералов из группы монтмориллонита, являющихся продуктом диагенетического изменения вулканогенного материала.

В последние годы появились новые данные о локальном развитии специфических аутигенных железистых монтмориллонитов, образующихся в тектонически активных областях в результате воздействия на осадки гидротермальных процессов (Aoki et al., 1974; Бутузова и др., 1976).

Недавно была высказана принципиально иная точка зрения на происхождение глин Мирового океана, согласно которой их терригенная часть весьма незначительна и не оказывает заметного влияния на состав тонкодисперсной фазы осадков. В качестве основного глинистого минерала донных отложений в океане рассматривается аутигенный ферримонтмориллонит, являющийся продуктом гальмиролитического разложения толеитовых базальтов дна (Муравьев, 1974; Коссовская и др., 1975).

Для обоснованного суждения о генезисе и минералогии океанических глин необходимо привлечение нового фактического материала и углубленные исследования их состава, особенностей и характера распределения в различных областях Мирового океана.



Фиг. 1. Схема поверхностных течений в северной части Тихого океана и местоположение трансокеанского профиля

1 — положение и номера геологических станций

В настоящей статье приводятся результаты исследований глинистых минералов в осадках на профиле через Тихий океан от берегов Японии до Мексиканского побережья Америки (фиг. 1).

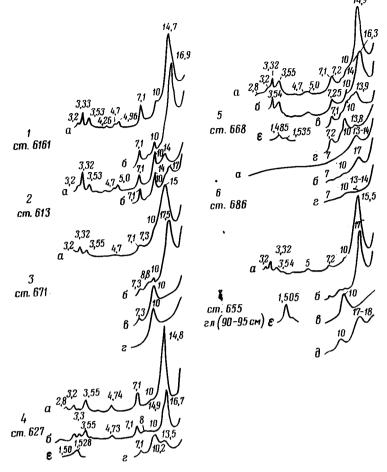
Профиль общей протяженностью более 10 000 км проходит через все крупные структуры океанического дна северной части Тихого океана, выраженные в рельефе: геосинклинальные желоба (Японский и Мексиканский), краевые валы, широкие площади внутренних талассократонов (Северо-Западная и Северо-Восточная котловины), сводовые поднятия (Гавайское) и поднятия глыбовой структуры (гряда Маркус-Неккер). Восточное окончание профиля пересекает северную часть Тихоокеанского подвижного пояса (Пущаровский, 1972). Исследование глинистой составляющей является частью комплексного изучения вещественного состава и литолого-фациальных особенностей донных осадков на профиле (Лисицына, Бутузова, Дворецкая, 1976).

Минералогический состав и структура глинистых минералов исследованы во фракции меньше 0,001 мм рентгенодифрактометрическим, дериватографическим, химическим и ИК-спектрографическим методами. Анализы выполнены в лабораториях Геологического института АН СССР и Почвенного института им. В. В. Докучаева. Методы исследований подробно описаны в статье Н. А. Лисицыной с соавторами (Лисицына и др., 1973). Всего на профиле изучено 48 колонок мощностью от 128 до 860 см. Выделено 120 образцов фракций менее 0,001 мм, из них 48 из поверхностного слоя и 72 из глубинных проб.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ ПРОФИЛЯ

Во фракции меньше 0,001 мм в осадках обнаружен следующий комплекс глинистых минералов и смешанослойных образований: хорошо окристаллизованный монтмориллонит и смешанослойные образования с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов, гидрослюды, хлорит, каолинит, каолинит-смектитовые смешанослойные образования, хлорит-смектитовые смешанослойные образования, слабо окристаллизованный смектит, ферримонтмориллонит. Глауконит, присутствующий в прибрежных и гемипелагических осадках, здесь не рассматривается. Детальное его описание выполнено в отдельных работах (Лисицына, Градусов, Чижикова, 1974; Лисицина, Градусов, Бутузова, 1976). Помимо слоистых силикатов во фракции меньше 0,001 мм встречаются кварц, полевые шпаты, а также карбонаты и цеолиты.

Монтмориллонит и смешанослойные образования с высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов имеют широкое распространение в осадках профиля. Они идентифицированы по рефлексу с d/n = 14.5— 15,5 Å в воздушно-сухом состоянии, отражению в пределах 16,9—18,0 Å на рентгенодифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, по смещению дифракционного максимума, соответствующего этим рефлексам, к 10 Å (совпадает с d_{001} гидрослюды) после прокаливания (фиг. 2, 1). О природе смешанослойных образований можно судить по следующим показателям: смещение дифракционного максимума на рентгенодифрактограммах с этиленгликолем за значение d/n = 16.9 Å можно рассматривать как результат взаимодействия первого базального рефлекса собственно монтмориллонита и двух слюдистых пакетов в смешанослойных слюда — монтмориллонит неупорядоченных образованиях. На присутствие таковых указывают также отражения с d/n > 10, но < 14 - 15 Å в воздушно-сухом состоянии и отсутствие сколько-нибудь четкого рефлекса от (002) даже в образцах с высоким содержанием монтмориллонита. Тот факт, что после обработки образцов соляной кислотой интенсивность базальных рефлексов при 14—15,5 А резко уменьшается, свидетельствует об их припадлежности не только собственно монтмориллониту, но и триоктаэдрическим смешанослойным хлорит-монтмориллонитовым обра-



Фиг. 2. Рентгенодифрактограммы фракции меньше 0,001 мм в осадках трансокеанского профиля

а — воздушно-сухой образец, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при 300° С, г — прокаленный при 550° С, д — насыщенный литием, прокаленный при 300° С, насыщенный глицерином, е — область d_{060}

зованиям с высоким (>50%) содержанием монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

 Γ идрослюды распространены в осадках профиля повсеместно и идентифицированы по отражениям, образующим целочисленную серию базальных рефлексов, кратную 10 Å, во всех состояниях образца: воздушно-сухом, с этиленгликолем, после прокаливания (фиг. 2, 2). По отношению интенсивностей базальных рефлексов от (002) к интенсивностям дифракционных максимумов, соответствующих (001) и (003), а также наличию широкого рефлекса на порошкограммах с d/n=1,505 Å, что соответствует (060) слюд-гидрослюд, трехэтажная структурная основа минерала является диоктаэдрической железистоалюминиевой.

По данным электронографических исследований пелитовой фракции, проведенных Н. Ю. Цейтлиным (Дальневосточный геологический институт) в 18 образцах из поверхностного слоя осадков на профиле, гидрослюды относятся к полиморфным модификациям 1 М и 2 М₁.

Охарактеризованные выше гидрослюда и монтмориллонит, а также родственные им смешанослойные образования являются, как увидим далее, основным компонентом глинистого вещества фракции <0,001 мм.

По инфракрасным спектрам поглощения структурную основу их составляют существенно алюминиевые диоктаэдрические силикатные слои. Присутствие слоев очевидно из полос поглощения при 435; 475 и 535 см⁻¹, соответствующих колебаниям групп Si—O, Si—O—Al (Mg^{VI}). Полоса поглощения 3630 см⁻¹ отвечает валентным колебаниям свободных молекул воды, а полоса при 1640 см⁻¹— их деформационным колебаниям. Все полосы характерны для структур типа иллитов и бейделлит-нонтронитов. Дериватографически фиксируется широкий (иногда с двумя максимумами) эндотермический среднетемпературный эффект удаления гидроксильной воды при небольшом высокотемпературном эффекте окончательного удаления ОН-группы. Это свидетельствует о преобладании диоктаэдрических структур гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда с высоким содержанием алюминия и железа в октаэдрических позициях (Лисицына и др., 1973).

Хлорит и каолинит в осадках профиля присутствуют повсеместно в виде примеси к основным компонентам глинистого вещества.

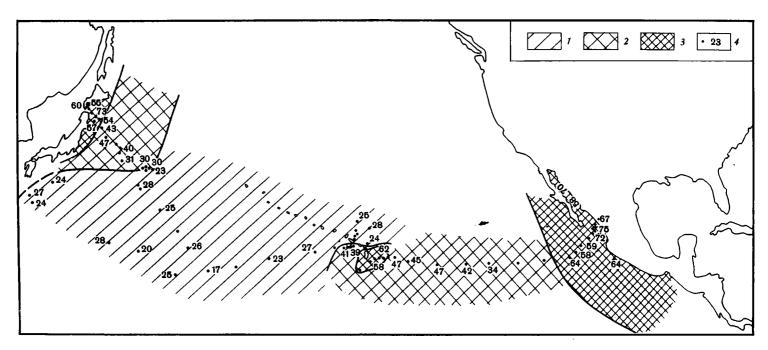
Хлорит на рентгенодифрактограммах в воздушно-сухом состоянии и с этиленгликолем образует интегральную последовательность рефлексов, кратную 14,1-14,2 Å. По отношениям интенсивностей базальных рефлексов от (003) к интенсивностям от (002) и (004), а также наличию на порошкограммах рефлекса с d/n=1,53-1,54 Å, отвечающего (060) хлоритов, минерал является триоктаэдрическим. Это подтверждается растворением его в 10%-ной HCl. По отношениям интенсивностей от (001) к (002) и (003) он принадлежит к железистомагнезиальным разностям. Поскольку после прокаливания значение рефлекса d от (001) уменьшается до 13,9-13,8 Å, часть одноэтажных прослоек минерала дефектна. Наличие плавного спада интенсивностей со стороны отражений больших углов или слабых рефлексов в интервале 12-13 Å дает основание заключить, что в небольшой части кристаллов имеются уже вермикулитовые или монтмориллонитовые промежутки. Содержание последних иногда, таким образом, составляет 30-40%.

Дериватографически хлорит идентифицируется по слабому эндотермическому эффекту, связанному с потерей ОН-групп бруситового слоя, при 650—700° С. На ИК-спектрах достоверно не фиксируется.

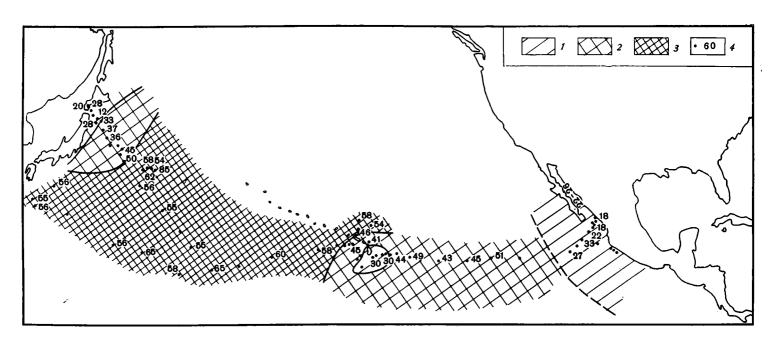
Каолинит. На рентгенодифрактограммах образцов, обработанных HCl, а затем по методу Γ . Хасимото, M. Л. Джексона (Hashimoto, Jackson, 1960), видны рефлексы с d/n=7.2 и 3,58 Å. Они принадлежат каолиниту. Присутствие каолинита устанавливается и по ИК-спектрам, на которых имеется очень слабая полоса при 3710 cm^{-1} .

Каолинит-смектитовые смешанослойные образования обнаружены в виде небольшой, но постоянной примеси в прибрежных осадках восточной части профиля как в поверхностных, так и в глубинных пробах. На рентгенодифрактограммах воздушно-сухих препаратов имеются два широких асимметричных максимума d/n=7,1-7,3 и 3,55 Å (фиг. 2, 3). После насыщения этиленгликолем, а также после прокаливания при 300° С значения d практически не меняются. Рефлексы исчезают лишь при прокаливании препаратов при 550° С. Полученные характеристики, по данным Б. А. Сахарова и В. А. Дрица, свойственны неупорядоченным смешанослойным каолинит-монтмориллонитовым образованиям (Sakharov, Drits, 1973). Судя по значениям d, соотношение монтмориллонитовых и каолинитовых пакетов в изученных нами образованиях примерно равно 0,2:0,8.

Хлорит-смектитовые смешанослойные образования обнаружены в глинистой составляющей осадков станций 627, к западу от Гавайских островов, и на станции 668 у Мексиканского побережья. На рентгенодифрактограммах образцов на станции 627 в воздушно-сухом состоянии имеются острые дифракционные пики, значения d которых образуют последовательность, близкую, но не аналогичную целочисленной. С эти-



Фиг. 3. Распределение монтмориллонита в поверхностном слое осадков 1-3- содержания (%) от суммы глинистых минералов: $1-<30;\ 2-30-50;\ -3>50;\ 4-$ конкретные содержания по отдельным станциям



Фиг. 4. Распределение гидрослюды в поверхностном слое осадков Усл. обозн. те же, что и на фиг. 3

ленгликолем фиксируются рефлексы при 16,7 и 14,9 Å, а также при 8 и 7,1 Å. Подобно этому после прокаливания наблюдаются два рефлекса: 13,5 и 10,2 Å. Обращает внимание наличие площадки между этими рефлексами. Значение d_{000} на порошкограмме составляет 1,528 Å (фиг. 2, 4). Перечисленные признаки позволяют считать, что имеется система двух хлоритмонтмориллонитовых образований. В одном из них преобладают пакеты хлоритового типа, в другом — монтмориллонитового.

В осадках станции 668 на рентгенодифрактограммах образцов, обработанных этиленгликолем, d=16,3 Å, что свидетельствует о преобладании в структуре минерала монтмориллонитовых пакетов (фиг. 2, 5). Судя по характеру дифракционного спектра в области значений рефлексов от (060), минерал относится к триоктаэдрическим разностям хлорит-монтмориллонитов.

Слабо окристаллизованный смектит — так условно мы назвали минерал, развитый в поверхностном слое осадков вблизи Гавайских островов (станции 641, 686). В воздушно-сухом состоянии он дает рентгенодифрактограмму с широким базальным рефлексом, максимум которого имеет d=13—14 Å. Интенсивность рефлекса низкая. Другие базальные рефлексы не фиксируются. С этиленгликолем дифракционный пик имеет d=17—18 Å, его вершина острая, основание широкое (фиг. 2, 6).

Подобные образования с близкими дифракционными характеристи-ками описаны в осадках Тихого океана И. В. Хворовой с соавторами

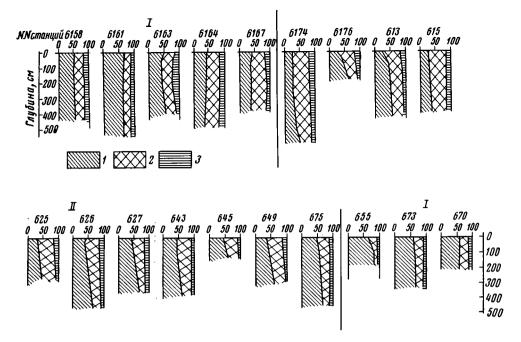
(1974), а также В. И. Муравьевым (1974).

Ферримонтмориллонит обнаружен нами в восточной части профиля в осадках станции 655, начиная с глубины 35 см (Бутузова и др., 1976). По данным рентгенодифрактометрии, он имеет все структурные признаки смектитов (фиг. 2, 7). Согласно реакции на насыщение литием, прокаливание до 300°C с последующим насыщением глицерином, значительная часть смектитового материала является собственно монтмориллонитом. Другая его часть представлена смектитом с высоким изоморфным замещением Si на Al в тетраэдрических сетках типа нонтронит-бейделлитов. На порошковых рентгенограммах имеется линия d_{060} , равная 1,505 Å, характерная для диоктаэдрических смектитов. Согласно графикам зависимости между значением d_{060} и содержанием железа в октаэдрических слоях, количество этого элемента в структуре изученного минерала составляет 0,6-0,7 на половину элементарной ячейки. В качестве особых признаков отмечены: слабый дифракционный спектр, широкие пики рефлексов от (001) и едва различимые, также очень широкие отражения более высоких порядков. Отмечено также повышенное значение $d_{ exttt{out}}$ в воздушно-сухом состоянии (15—15,5 Å в Мд-замещенных комплексах). Согласно этим данным, изученный минерал является диоктаэдрическим монтмориллонитом с высоким содержанием железа в октаэдрических слоях и отличается низкой степенью совершенства структуры. Ферримонтмориллонит с близкими характеристиками описан С. Аоки с соавторами в восточной части Тихого океана (Aoki et al., 1974).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Из числа глинистых минералов, описанных в предыдущем разделе, как было отмечено, повсеместно развиты хорошо окристаллизованный монтмориллонит, гидрослюда и смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования, а также хлорит и каолинит.

Количественные соотношения этих минералов в субколлоидной фракции поверхностного слоя подсчитаны по методу П. Бискайя (Biscaye, 1964). По этим данным, преобладающими компонентами тонкой фракции осадков являются монтмориллонитовые минералы и гидрослюда.



Фиг. 5. Распределение содержания глинистых минералов по вертикали (в % от суммы) 1 — монтмориллонит; 2 — гидрослюда; 3 — хлорит + каолинит. I — прибрежные, гемипелагические и переходные зоны океана; II — пелагическая зона океана

Говоря о распределении монтмориллонита, мы имеем в виду монтмориллонитовый компонент фракции меньше 0,001 мм, включающий не только минерал, как таковой, но и фазу смешанослойных слюда-монтмориллонитовых образований.

Содержание монтмориллонита колеблется от 20 до 75% от суммы глинистых минералов, содержание гидрослюд — от 20 до 65%, каолинит и хлорит играют в осадках подчиненную роль и составляют в сумме 5—25%. Раздельная идентификация двух последних минералов ненадежна, как правило, количественно преобладает хлорит. Смешанослойные каолинит-смектит, слабо окристаллизованный смектит и ферримонтмориллонит развиты локально.

Прослеживая распределение монтмориллонита по линии профиля (фиг. 3), можно видеть, что как на западе, так и на востоке он максимально накапливается вблизи берегов. Область наиболее высоких содержаний монтмориллонита (более 50%) у берегов Японии достигает ширины 500 км, у Мексиканского побережья она вдвое шире. По мере удаления от берегов содержание минерала постепенно убывает: на западе в осадках вплоть до возвышенности Шатского оно составляет 30—50%, на востоке такие значения характерны для всей Северо-Восточной котловины. Минимальные содержания монтмориллонита (ниже 30%) наблюдаются на широких площадях Северо-Западной котловины в области развития пелагических красных глин.

На фоне этой закономерной картины отчетливо прослеживается относительно небольшая область обогащения осадков монтмориллонитом вокруг Гавайских островов. Его содержания непосредственно около архипелага превышают 50% от суммы глинистых минералов. На некотором удалении от островов они убывают до 30—50%.

Важно отметить, что осадки вокруг Гавайского архипелага характеризуются не только ростом содержаний, но также и качественными изменениями монтмориллонитовой фазы.

Помимо хорошо окристаллизованного монтмориллонита, характерного для осадков профиля, здесь присутствуют слабо окристаллизованные разности, а также монтмориллонитоподобные минералы; в повышенных количествах наблюдается аморфная фаза. Характерны также смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Таким образом, глинистая составляющая осадков Гавайской зоны как по составу, так и по степени окристаллизованности отличается от глин, развитых на всем протяжении профиля.

Гидрослюда дает обратную картину распределения в поверхностном слое осадков (фиг. 4). В прибрежной полосе, как в западной, так и восточной части профиля, содержания ее минимальны и составляют менее 30%. В более пелагических областях они постепенно возрастают до 30—50%; такие значения прослеживаются на западе до возвышенности Шатского, на востоке — на протяжении всей Северо-Восточной котловины. Пелагические красные глины Северо-Западной котловины максимально обогащены гидрослюдой, содержания которой составляют более 50%. В осадках вблизи Гавайского архипелага количество гидрослюды не превышает 30% от суммы глинистых минералов.

Хлорит и каолинит рассматриваются совместно. Суммарные количества обоих минералов (5—25%) меняются в сравнительно небольших пределах и без сколько-нибудь выраженной тенденции.

Изложенные данные свидетельствуют о зональном распределении глинистых минералов в поверхностном слое осадков на трансокеанском профиле. Зональность выражается в закономерном изменении количественных соотношений главных компонентов глинистой фазы осадков в направлении от берегов к пелагической области океана. Содержания монтмориллонита максимальны в прибрежной зоне и уменьшаются в пелагиали. Распределение гидрослюд дает обратную картину. Необходимо отметить четко выраженную асимметрию в размещении обоих минералов на профиле: глинистая часть осадков в Северо-Западной котловине существенно гидрослюдистая, в Северо-Восточной — гидрослюда и монтмориллонит находятся примерно в равных соотношениях.

Асимметрия в распределении глинистых минералов выражается также в постоянном присутствии смешанослойного каолинит-монтмориллонита в прибрежных осадках восточной части профиля.

Общая схема распределения глинистых минералов осложнена заметным ростом монтмориллонита в осадках Пригавайской зоны.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ВЕРТИКАЛИ

Из рассмотрения фиг. 5 следует, что общая схема зональности, выявленная для поверхностного слоя, сохраняется и в геологическом прошлом, по крайней мере в течение 200—300 тыс. лет. Вместе с тем при рассмотрении соотношений глинистых минералов по вертикали выявляется отчетливая тенденция, выражающаяся в увеличении роли монтмориллонита с глубиной. Эта тенденция характерна для отложений пелагической зоны с минимальными скоростями осадконакопления. Так, в Северо-Западной котловине в колонках 6174, 6176, 611, 613 содержания монтмориллонита постепенно возрастают в среднем от 25% в поверхностном слое до 50—60% в низах колонок, в осадках Северо-Восточной котловины — от 35—45% у поверхности до 60% на глубине (станции 643, 645, 649). За пределами пелагической зоны как на западе, так и на востоке, а также в осадках Гавайской зоны соотношение глинистых минералов с глубиной не меняется.

Ту же тенденцию увеличения роли монтмориллонита с глубиной, основываясь на данных глубоководного бурения, отмечает З. Н. Горбунова (1975) для широких площадей северо-восточной и западной частей Тихого океана, а также М. Якобс для осадков Южного океана (Jacobs, 1974).

Необходимо отметить локальную вспышку монтмориллонита в восточной части профиля. Как было отмечено выше, в глинистой толще на станции 655 присутствует специфический ферримонтмориллонит. В осадках, обогащенных этим минералом, с глубины 35 см и ниже общее содержание монтмориллонита возрастает до 80—82% от суммы глинистых минералов.

О ГЕНЕЗИСЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ ТРАНСОКЕАНСКОГО ПРОФИЛЯ

Изучение глинистых минералов в осадках трансокеанского профиля позволило выявить по крайней мере три фактора, с которыми связано их образование: терригенный снос, процессы диагенетического преобразования осадков, а также воздействие на осадочную толщу эксгаляций и гидротерм. Важно оценить роль каждого из этих факторов в формировании глинистых минералов и их распределении как в поверхностном слое, так и по вертикали.

Наблюдаемое в поверхностном слое осадков закономерное изменение соотношений основных минералов глинистой фракции в направлении от берега к центру бассейна определяется в первую очередь влиянием источником сноса, что свидетельствует о преимущественно терригенной природе глинистой части донных отложений океана.

Влияние источников сноса на западе выражается в обогащении прибрежной полосы монтмориллонитом, который является продуктом размыва и переотложения пород Японской островной дуги. Поступление в осадки прибрежной зоны монтмориллонита и в меньшей степени других глинистых минералов обеспечивается широким распространением вулканогенных пород и продуктов их изменения в мезозое — кайнозое внешней зоны Северо-Восточной Японии и на о. Хоккайдо (Геология..., 1961). При значительной расчлененности рельефа и размыве разновозрастных пород продукты разрушения тонкого почвенного покрова занимают скромное место в общем объеме выносимого материала. Отсюда — преобладание в осадках прибрежной зоны монтмориллонитовых минералов и весьма скромная роль каолиновых, свойственных почвам. Увеличение роли гидрослюд в отложениях Северо-Западной котловины обусловлено мощными выносами великих китайских рек, размывающих толщи лессов с развитыми на них степными и полустепными почвами и несущих тонкий материал, обогащенный гидрослюдами и в меньшей степени хлоритом. Эти почвы обеднены монтмориллонитом (Hseung, Jackson, 1952), поэтому в прибрежной зоне к югу от Японских островов нет полосы обогащения этим минералом. В осадках Восточно-Китайского моря, по данным Оинума и Кобаяси, преобладающим глинистым минералом является гидрослюда, содержание монтмориллонита не превышает 10—20% (Oinuma, Kobayashi, 1966). Распределение гидрослюд на широких площадях пелагической области контролируется в основном системой течений восточного направления в северной части Тихого океана (см. фиг. 1 и Атлас океанов. Тихий океан, 1974).

В восточной части профиля обогащение осадков монтмориллонитом в прибрежной полосе у Мексиканского побережья объясняется обилием смектитов в выносах многих крупных рек, дренирующих западные склоны Кордильер и Анд. По данным Гриффина с соавторами, содержание смектитового компонента в твердом стоке этих рек, как правило, составляет более 60% (Griffin et al., 1968). По этим же данным речные системы Мексики и Центральной Америки, расположенные к югу от 40° с. ш., поставляют в Тихий океан глинистый материал с высоким содержанием смектитов. В подчиненных количествах выносятся гидрослюда и хлорит. Так, например, породы и покрывающие их почвы бассейна р. Колорадо содержат 40—70% смектитового компонента, представленного как собственно монтмориллонитом, так и смешанослойными слюда-смектитовы

ми образованиями (Lewis, White, 1964; Balder, Whiffing, 1968, и др.). Содержание монтмориллонита в аллювиальных отложениях и почвах бассейна р. Сакраменто (штат Калифорния) достигает 60—70% (Whiffing, 1959).

Отчетливая связь состава глинистого материала с источниками сноса сказывается также в постоянном присутствии в осадках вблизи Мексиканского побережья смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых образований, развитых в некоторых районах Центральной Америки (Schultz et al., 1970).

Постепенное уменьшение роли монтмориллонита за счет увеличения содержания гидрослюд на широких площадях океанического дна Северо-Восточной котловины, по-видимому, объясняется далеким разносом материала, поступающего с Азиатского континента, а также влиянием эолового фактора. Эоловая взвесь — весьма существенный источник гидрослюды в осадках пелагических областей северной части Тихого океана. По данным В. Н. Живаго и В. В. Серовой (1976), в широтной полосе, где проходит трансокеанский профиль, содержание гидрослюды в эоловой взвеси составляет 21—46% от минеральной составляющей, или 65% от суммы глинистых минералов. Главными поставщиками гидрослюды для северной половины Тихого океана являются почвы пустынных областей Северной Америки и Азиатского континента.

Гавайский максимум монтмориллонита в донных осадках связан с переотложением материала кор выветривания островных базальтов, а также продуктов изменения тефры основного состава. Последние, как уже отмечалось, характеризуются слабой окристаллизованностью и по своим структурным признакам, а также, как будет показано ниже, по химическому составу, существенно отличаются от монтмориллонитового компонента осадков профиля. Для отложений Гавайской зоны характерно также повышенное содержание рентгеноаморфной фазы во фракции меньше 0,001 мм. Процессы выветривания базальтов и базальтовой тефры на Гавайских островах детально изучены Р. Хеем и Б. Джонсом (Нау, Jones, 1972). Они показали, что основными продуктами преобразования исходного материала являются палагонит и глинистая фаза, состоящая из плохо окристаллизованного монтмориллонита, а также рентгеноаморфного вещества.

По особенностям рентгеновских дифракционных картин изученный нами материал пригавайских осадков во фракции меньше 0,001 мм аналогичен промежуточным продуктам изменения базальтового стекла в ходе его преобразований в монтмориллонит (Bonatti, 1965; Hay, Iijima, 1968).

Таким образом, основным фактором, контролирующим распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков профиля, являются особенности терригенной седиментации, а именно состав пород питающих провинций, почвы, рельеф и особенности гидрографической сети суши, а также гидродинамика океанического бассейна. Следствием этого является отсутствие связи состава глинистой фазы осадков с их литолого-фациальными типами. Особенности химизма океанических глин находятся в полном соответствии с выводом о влиянии источников сноса на их состав и распространение, т. е., иными словами, о терригенной природе глин. Так, например, существенно монтмориллонитовые глины Гавайской зоны заметно обогащены такими характерными компонентами базальтов, как TiO₂, Fe₂O₃, MgO, по сравнению с близкими по минералогическому составу прибрежными отложениями, что является отражением особенностей химического и петрографического состава пород питающих провинций (таблица).

Зональность в распределении глинистых минералов по профилю также находит свое отражение в закономерных изменениях химического состава фракции меньше 0,001 мм. Так, например, среднее содержание К₂О в прибрежных существенно монтмориллонитовых осадках составляет в западной части профиля 2,43%, в восточной — 2,54%. В пелагических глинах, сравнительно обогащенных гидрослюдой, оно возрастает до 3,91% в Северо-Западной котловине, и до 3,70% — в Северо-Восточной. В глинистой фракции осадков Гавайской зоны содержание К₂О понижается до уровня прибрежных и составляет 2,45%.

Определения абсолютного возраста глинистых отложений поверхностного слоя разных литолого-фациальных зон калий-аргоновым методом (13 образцов) подтверждают терригенную природу преобладающей час-

Химический состав фракции < 0,001 мм существенно монтмориллонитовых осадков (в пересчете на бескарбонатное и бескремнистое вещество), вес.%

Положение осадков на профиле	Окислы							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₅	Fe ₂ O ₈	FeO	CaO	MgO	
Прибрежные осадки западной части профиля Прибрежные осадки восточной части профиля Осадки Гавайской зоны	46,02 41,02 41,41		12,54 18,63 13,58	3 4,5	1 2,11	3,85 3,21 2,19	3,58 2,91 6,24	
Положение осадков на профиле	MnO	Na ₂ O	K₂O	H ₂ O +	H₂O-	С	P ₂ O ₅	
Прибрежные осадки западной части профиля Прибрежные ссадки восточной части прэфиля Осадки Гавайской зоны	0,07 0,03 0,26	1,70 2,11 2,56	2,43 2,54 2,59	9,47 8,60 6,69	6,41 6,48 6,70	4,49 4,39 0,16	0,25 0,24 0,31	

ти глинистых минералов. По данным А. Я. Крылова (Ленинградский радиевый институт), они имеют возраст 100—150 млн. лет, т. е. относятся к юре — нижнему мелу.

Вывод о преимущественной роли терригенного сноса в накоплении глинистых минералов распространяется и на относительно более древние осадки, поскольку общая схема зональности сохраняется и в геологическом прошлом в прибрежной зоне в течение 200—300 тыс. лет, а в пелагической по крайней мере вплоть до середины плиоцена. Вместе с тем, как уже отмечалось, в осадках пелагической зоны прослеживается рост относительных содержаний монтмориллонита сверху вниз по разрезу (см. фиг. 5). Причиной этого увеличения, по-видимому, являются процессы преобразования тонкодисперсной пирокластики в областях минимальных скоростей осадконакопления в условиях длительного ее контакта с щелочными иловыми водами. Для этих же областей характерны постседиментационные процессы образования цеолитов за счет диагенетических изменений кислой пирокластики (Лисицына, Бутузова, 1976).

Анализ данных глубоководного бурения, относящихся к скважинам, пробуренным вблизи линии профиля (станции 159—170, леги XVI и XVII), позволяет предполагать, что значительное увеличение содержания монтмориллонита в осадках связано с преобразованием вулканокластического материала. Так, например, в отложениях верхнего мела в ряде станций в прослоях и пачках красных глин соотношения гидрослюды и монтмориллонита примерно одинаковы (33—67% каждого компонента). В пачках, обогащенных вулканокластическим материалом, количество монтмориллонита резко возрастает до 87—94% (Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 1973).

Образование существенно отличного по составу, структуре и генезису аутигенного ферримонтмориллонита, описанного в осадках станции 655, мы связываем с влиянием эксгалятивного источника. Этот вывод хорошо

согласуется с присутствием в той же пачке разреза аутигенных минералов гидротермального генезиса (барит, гипс), а также со значительным обогащением осадка железом, марганцем и рядом микроэлементов (Бутузова и др., 1976).

Комплекс приведенных данных подтверждает широко развитое представление о преимущественно терригенной природе океанических глин. Из числа изученных глинистых минералов, широко распространенных во всех литолого-фациальных типах осадков профиля, терригенными являются гидрослюды, каолинит, хлорит и смещанослойные образования.

Минералы монтмориллонитовой группы более разнообразны по генезису. Наряду с терригенным монтмориллонитом, поступающим с континентов в составе речных взвесей и частично эоловым путем, в осадках присутствует слабо окристаллизованный смектит, являющийся продуктом изменения базальтов Гавайских островов, т. е. имеющий локальный внутриокеанический источник. В пелагической зоне океана развит аутигенный монтмориллонит, образованный в толще осадков в ходе постседиментационных преобразований вулканогенного материала. Локально в тектонически активной области на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия присутствует «синтетический» аутигенный ферримонтмориллонит. Таким образом, можно говорить о полигенной природе океанических монтмориллонитов.

литература

Атлас океанов. Тихий океан, М., «Наука», 1974. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.

Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1961. Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. — В сб.: Тихий океан, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения. — Океанология, 1975, т. 15, № 5.

Живаео В. Н., Серова В. В. Минералогия эоловой взвеси над центральными районами Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.

Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебренникова Н. Д. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и по-

лезн. ископ., 1975, № 6. Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 5.

- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литол. и полезн. ископ.,
- Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Бутузова Г. Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан. — Тр. Международного геол. конгр., XXV сес. Докл. сов. геологов. Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через

Тихий океан. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Литолого-фациальные типы донных осадков на профиле через Тихий океан. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6. Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971. Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокластиты и некоторые особен-

ности их минерального преобразования. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3. Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from

the nord-western Pacific.— Deep-Sea Res., 1974, v. 21, No. 10.

Baldar N. A., Whiffing L. D. Occurence and synthesis of soil zeolites.—Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1968, v. 32, No. 2.

Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.—Bull. volcanol., 1965, v. XXVIII.

Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the Deep Sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean. Geochem. Techn. Repolt, 1964, v. 8.

Griffin J. J., Goldberg E. D. Clay mineral distribution in the Pacific ocean.—In: Sea. 1963, v. 3.

1963, V. 3.

Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. The distribution of clay minerals in the World ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, No. 4.

Hashimoto H., Jackson M. L. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration.— Clay Minerals, 1960, v. 5.

Hay R. L., Iijima A. Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on

Oahu, Hawaii.- Geol. Soc. America Mem., 1968, v. 116.

Hay R. L., Jones B. F. Weathering of basaltic tephra on the Island of Hawaii.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 2.

Hseung J., Jackson M. L. Mineral composition of the clay fraction — III. Some main Soil groups in China. - Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 1952, v. 16, No. 3.

Jnitial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XVI, XVII, 1973.

Jacobs M. B. Clay mineral changes in Antarctic Deep-Sea sediments and Cenozoik climatic events.— J. Sediment. Petrol., 1974, v. 44, No. 4.
 Lewis G. S., White J. L. Chemical and mineralogical studies on Slick spot soils in Jdaho.— Soil. Sci. Soc. America Proceedings, 1964, v. 28, No. 6.

Oinuma K., Kobayashi K., Sudo T. Clay mineral composition of some recent marine sediments. - J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, No. 1.

Oinuma K., Kobayashi K. Quantitative study of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan.—Clays and Clay Minerals., 1966,

Sakharov B. A., Drits V. A. Mixed-layer kaolinite-montmorillonite: a comparison of obsorved and calculater diffraction patterns.—Clays and Clay Minerals, 1973, v. 21.
 Schultz L., Shepard A., Blackmon P., Starkey M. Mixed layer kaolinite-montmorillonite

from the Jucaban Peniusula, Mexico. - Clays and Clay Minerals., 1970, v. 19.

Whiffig L. D. Characteristics and genesis of solodized solonetz of California.—Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 1959, v. 23, No. 2.

гин, Почвенный институт, Москва

Дата поступления 20.XII.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 552.14

почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород

П. П. ТИМОФЕЕВ, Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ, А. П. ФЕОФИЛОВА

Постседиментационное преобразование осадков в горные породы, протекающее в субаэральных условиях при участии почвообразовательных процессов, может быть названо почвенным литогенезом. Эти процессы широко развиты в осадках эолового, делювиального, пролювиального генезиса; они играют также большую родь в аллювиальных, озерных и даже прибрежно-морских осадках в случае их периодического осушения. Почвы, развивающиеся на осадках, или непосредственно формируют из них горные породы, или последние возникают вследствие воздействия на осадки почвенно-грунтовых вод. В различных осадочных формациях относительная роль пород, сформировавшихся под влиянием почвенного литогенеза, существенно меняется; они слагают 10—15% в угленосных формациях и 70—95% в красноцветных, бокситоносных, или пестроцветных гематит-каолиновых. С процессом почвенного литогенеза связано формирование месторождений бокситов, железных руд, огнеупорных и бентонитовых глин и других ценных полезных ископаемых.

Проблема формирования осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых в субаэральных условиях земной поверхности (субаэральный литогенез) пока еще слабо разработана в геологии. Хорошо изучены только мощные коры выветривания на древних осадочных или магматических породах, представляющие специфические элювиальные образования. Другая группа процессов субаэрального литогенеза способствует формированию пород из рыхлых, сыпучих или полужидких обводненных осадков, будь то, например, перенесенный по воздуху эоловый песок и лёсс, или периодически осушающийся осадок, отложившийся в водной среде, например пролювий или делювий. Согласно М. С. Швецову (1958) и Е. В. Шанцеру (1966), образование подобных пород представляет особый диагенетический процесс, отличный от субаквального диагенеза. Этот процесс М. С. Швецов предложил назвать «экзодиагенезом», а Е. В. Шанцер — «субаэральным диагенезом».

Многое в познании процессов субаэрального диагенеза пока еще остается неясным. Так, Е. В. Шанцер пишет: «Проблема сущности и взаимоотношений выветривания, формирования элювиальных образований, почвообразования и диагенеза субаэральных осадков является одной из наиболее сложных и во многом запутанных проблем континентального литогенеза» (1966, стр. 72).

В то же время Е. В. Шанцер, так же как и М. С. Швецов, приходит к выводу, что к субаэрально-диагенетическим (экзодиагенетическим) процессам не следует относить почвообразование, проявление которого среди аэральных осадков нарушает или прерывает процесс субаэрального диагенеза, придавая ему качественно новые черты.

Однако субаэральный диагенез представляет собой лишь одну группу поверхностных литогенетических процессов, участвующих в превращении наземных осадков в горные породы. Другая и, по-видимому, более распространенная группа процессов связана с почвообразованием, которое часто также преобразует осадки в породу и, следовательно, должно быть отнесено к проявлениям субаэрального литогенеза.

Общеизвестно, что почвы принимают участие в двух стадиях литогенеза.

- 1. В стадии мобилизации осадочного материала, когда в почвах и корах выветривания области сноса преобладают процессы разрыхления и разрушения более древних осадочных, эффузивных, либо интрузивных пород. Почвы этой стадии детально охарактеризованы многими исследователями и поэтому в данной статье не рассматриваются.
- 2. В стадии аккумуляции, когда почвы преобразуют накапливающиеся осадки и, таким образом, непосредственно участвуют в формировании новых горных пород. В этом случае почвенные горизонты часто хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, являются важным членом осадочной толщи и выделяются многими исследователями в качестве самостоятельных генетических типов или фаций (Жемчужников и др., 1959, 1960; Тимофеев, 1964, 1969).

Представления о важной породообразующей роли почв были высказаны давно. Так, Б. Л. Личков писал: «Неправильным является старое, господствующее и поныне, представление, будто горные породы творят на своей поверхности почвы... Неверным вследствие этого является и понятие «почвообразующих пород» — таких пород не существует. На самом деле имеет место как раз обратное соотношение: почвы творят под собой горные породы, вследствие чего есть полное основание говорить о породообразующих почвах. Процесс создания почвами новых горных пород на поверхности материков под почвенным покровом осуществляется почвенными водами, просачивающимися через почву» (1944, стр. 29). Несмотря на односторонность и категоричность этого суждения, оно хорошо выражает геологическую сущность и созидательную роль древних почвообразовательных процессов. Но эта и подобные ей единичные работы не получили вплоть до настоящего времени серьезного развития ни в геологии, ни в почвоведении.

Взаимоотношение диагенетических и почвенных процессов, формирующих осадочную породу, можно охарактеризовать следующими основными вариантами.

- 1. Почва развивается на свежем осадке, недавно отложившемся из воздушной среды (например, эоловый песок или суглинок, колювий). В этом случае предшествовавший почвообразованию субаэральный диагенез почти не сказывается на литологическом составе осадка, и преобразование последнего в породу практически происходит под влиянием почвенного процесса.
- 2. Почва развивается на осущающихся континентальных или прибрежно-морских осадках, отложившихся в водной среде. Подобные осадки обычно выходят на дневную поверхность в полужидком или сильно обводненном рыхлом виде, свидетельствуя о кратковременности диагенетической стадии их существования, которая могла лишь слабо сказаться на литологическом составе. Поэтому преобразование таких осадков в породу будет также протекать преимущественно под влиянием почвенного процесса.
- 3. Почва развивается на водных осадках или породах, уже испытавших воздействие диагенетического процесса. В результате в сформировавшихся породах наряду с более или менее отчетливыми признаками почвообразования можно видеть реликты минеральных новообразований, связанных с предшествовавшим диагенетическим процессом.

Таким образом, почвообразование как бы продолжает процессы начального диагенеза, придавая им все более и более специфические черты и приводя в конечном счете к резко различным породам.

Настоящая статья посвящается рассмотрению особенностей состава и строения различных типов осадочных пород, образовавшихся под большим или меньшим влиянием почвообразовательных процессов, которые мы называем здесь процессами почвенного литогенеза.

Материалами, положенными в основу статьи, послужили собственные исследования авторов палеозойского (Феофилова, 1966, 1971, 1972, 1975; Феофилова, Рекшинская, 1973; Феофилова, Градусов, 1975), мезозойского и кайнозойского (Тимофеев, 1964, 1969, 1970; Цеховский и др., 1973, 1974_{а, б}; Цеховский, 1973, 1975) возраста и работы других исследователей.

ОБШАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПРОЦЕССА

Большинством геологов элювиальные процессы вообще и почвообразование в частности рассматриваются главным образом как процессы выветривания, разрушения, разрыхления отложившихся осадков под воздействием внешних агентов. Процессы преобразований и новообразований различных минералов с аккумуляцией их в отдельных горизонтах, а также цементации и соответствующих преобразований текстуры описываются обычно только в мощных корах выветривания, которые представляют собой сравнительно уникальное явление.

В геологической литературе вплоть до настоящего времени продолжается дискуссия об объеме понятия «почва». Так, например, В. П. Петров (1967) считает, что весь элювий (в том числе и всю кору выветривания) можно относить к категории почвы даже в том случае, когда мощность элювия достигает десятков или сотен метров.

Вслед за большинством исследователей мы называем почвой лишь верхний слой элювия, где происходит взаимодействие между атмосферой и литосферой при активном участии живого вещества. Мощность ископаемой почвы порядка 1,0—3,0 реже 5,0 м. Обычно глубина ее определяется глубиной проникновения корней растений. В тех участках, где мощность элювия не превосходит этих значений, почвенный профиль совпадает с профилем коры выветривания. При этом почвенные горизонты можно рассматривать в ряде случаев как зоны маломощной коры выветривания. Если же мощность коры выветривания достигает десятков или сотен метров, то почвенный профиль будет располагаться в кровле самой верхней зоны коры выветривания.

В настоящее время почвоведами выделено большое количество типов современных почв в зависимости от климата, растительности, состава материнских пород, условий дренажа, рельефа, степени зрелости почв и др. В условиях равнинных территорий все эти разнообразные типы объединяются в две крупные группы зональных и интразональных почв, на которые можно подразделить и ископаемые почвы.

Под зональными («плакорными», «автоморфными») понимаются почвы, формирующиеся в условиях увлажнения только за счет атмосферных осадков, без притока веществ со стороны. Обычно эти почвы хорошо аэрированы и дренированы. К интразональным относятся главным образом гидроморфные («субаквальные» и «аквальные») почвы, формирующиеся в условиях избыточного увлажнения за счет дополнительного (к атмосферным осадкам) притока почвенно-грунтовых вод и привноса ими веществ со стороны. Это плохо дренируемые почвы, тяготеющие к пониженным, часто заболоченным участкам рельефа.

В последнее десятилетие усилилось внимание как геологов, так и почвоведов к древним ископаемым почвам. В течение длительного времени считалось, что древние почвы обычно разрушаются при захоронении и поэтому имеют локальное распространение в разрезах литифицированных пород. Лишь в последние годы появились наблюдения, свиде-

тельствующие об их исключительно широком развитии и во времени, и по площади.

Ископаемые почвы представляют собой своеобразные породы, сильно измененные под воздействием как внутренних, так и внешних агентов. Наряду с разрыхлением и выщелачиванием здесь весьма интенсивно развиты цементация, привнос и новообразования различных, в том числе промышленных, минералов. Сейчас уже имеется обширная литература, посвященная погребенным почвам антропогена. Изучение этих почв сильно продвинулось со времени организации в составе INQA международной комиссии по изучению погребенных почв четвертичного периода. Составленные этой комиссией информационные библиографические сборники насчитывают уже несколько сотен работ, проводившихся в различных странах мира. В нашей стране в 1974 г. вышел сборник статей «Палеопедология», где обобщены результаты всестороннего изучения почв в антропогеновых и верхнеплиоценовых отложениях УССР, представленных преимущественно лёссами.

Изучение более древних, доантропогеновых, почв началось сравнительно недавно. Специальные исследования кайнозойских, мезозойских, палеозойских и допалеозойских ископаемых почв проводились лишь в единичных регионах на отдельных объектах. Помимо вышеотмеченных работ авторов к ним относятся исследования В. И. Чалышева (1971, 1972, 1974), Н. П. Григорьева (1973), Г. И. Блома (1970), В. В. Добровольского (1974), Е. И. Гунченко, А. Н. Ефимова и В. Е. Кудрявцева (1976) и др. За рубежом исследования древних ископаемых почв также пока еще немногочисленны. Наиболее интересны из них работы, связанные с проблемой поисков и генезиса бокситов в бассейнах карбонового возраста США, либо посвященные описанию древних кайнозойских панцирей, кирасс, корок на территории Африки и Австралии.

Нижняя возрастная граница появления в истории Земли ископаемых почв пока еще не совсем ясна. Они, очевидно, возникли одновременно с расселением на земной поверхности простейших организмов. Вероятно, самые древние горизонты ископаемых почв описаны из докембрия Северного Мичигана США (Kalliokoski, 1975) и из среднепротерозойских отложений Центральной Карелии (Сочава и др., 1975). Но несомненно, что интенсивность процессов почвообразования резко возросла (Веклич и др., 1974) со времени появления и расселения на земной поверхности высших растений (поздний палеозой) и с тех пор роль этих процессов не уменьшалась вплоть до современной эпохи.

Некоторые исследователи современных и древних почв отмечали, что почвообразовательные процессы формировали и формируют на земной поверхности особую группу субаэральных пород с специфическими структурно-текстурными признаками, вещественным составом и строением. Эта точка зрения получила в последние годы поддержку М. Ф. Веклича (1974), В. И. Чалышева (1972, 1974) и других геологов, занимающихся детальным исследованием ископаемых почв. По мнению М. Ф. Веклича и др. (1974), почвообразование являлось и является мощнейшим фактором формирования горных пород. Несомненно, что к новообразованным породам, имеющим почвенный генезис, относятся, например, панцири или каличе латеритного, железистого, карбонатного, либо гипсового состава, пестроцветы иллювиальных горизонтов подзолов, многие пачки лёссов и др.

К продуктам почвенного литогенеза могут быть отнесены и педолиты— горные породы, образовавшиеся за счет разрушения и ближнего переотложения почв, с сохранившимися четкими следами более ранних почвообразовательных процессов (Герасимов, 1971). Педолиты играют, например, значительную роль в строении лёссовой формации.

Но сфера воздействия на осадки почвенных процессов не ограничивается почвенным профилем. Формирующиеся здесь почвенные воды

проникают и в более низкие горизонты осадочной толщи, сложенные рыхлыми образованиями (пески, алевриты, галечники). Здесь происходит горизонтальная пластовая циркуляция вод, выпадение из растворов многих компонентов, мобилизованных в почве, и цементация с образованием песчаников, конгломератов, алевролитов и гравелитов. Подобным образом часто формировался гематитовый, гематит-гиббситовый, кремнистый, известковистый, гипсовый и другой цементы в подстилающих почвы осадках многих континентальных кайнозойских отложений Казахстана, например, в павлодарской, аральской, тузкабакской, северозайсанской, аркалыкской свитах (Лавров, 1959; Ерофеев, 1969; Мацуи и др., 1973; Цеховский, 1973, 1975).

У мест подтока к поверхности почвенно-грунтовых вод (на склонах, либо понижениях рельефа) часто осуществляется цементация различных горизонтов почв либо продуктов их перемыва, и формируются панцири, кирассы, каличе либо корки. Процесс формирования подобных современных или древних образований в условиях жаркого климата описан, например, Ф. Дюшофуром (1970), Ж. Милло (1968), В. В. Добровольским (1974), Е. И. Гунченко и А. Н. Ефимовым (1976), М. П. Петровым (1973) и др.

Сфера воздействия почвенных процессов на осадки или породы может протекать за рамками почвенного профиля и, вероятно, может проявляться во всей зоне активного водфобмена, где осуществляется миграция почвенно-грунтовых вод.

Этот вывод о роли почв в минерализации грунтовых вод находит подтверждение и дальнейшее развитие в работах гидрогеологов. С. Л. Шварцев, рассматривая взаимодействие воды с алюмосиликатами, подчеркивает исключительно большую роль органического почв, направленность преобразования которого определяет формирующейся геохимической среды. Именно геохимическая среда «...должна выступать в роли ведущего фактора формирования состава вод, а не тип вмещающих пород, как это принято считать» (1975, стр. 906). Этот вывод С. Л. Шварцев иллюстрирует примером сопоставления различных по составу грунтовых вод, формирующихся в одной и той же породе -- граните, но в разных климатических зонах и под разными почвами. К подобному же выводу он приходит при изучении состава подземных вод Гвинеи: «Химический состав грунтовых вод тропических стран и величина их рН в значительной мере определяются составом почв, через которые фильтруются атмосферные осадки, питающие грунтовые воды. Почвы являются источником, видимо, многих элементов, наблюдаемых в водах, и в частности железа и алюминия» (Шварцев, 1972, стр. 109). Регулирование рН подземных вод осуществляется почвой путем формирования биогенного СО2 и выделения свободных ионов Н, высвобождающихся в результате взаимодействия органического вещества почв с металлическими катионами. Образующиеся органоминеральные комплексы Fe, Al, Si и других элементов мигрируют в растворах, высаживаясь на участках, где геохимическая обстановка вызывает разрушения этих компонентов.

Эти выводы сделаны на основании большого количества химических анализов и подкреплены термодинамическими расчетами. В соответствии с вышеизложенным мы ограничиваем область влияния почвенного литогенеза глубиной воздействия на осадки почвенно-грунтовых вод. Еще ниже, в зоне миграции пластовых вод, происходят интенсивные изменения пород под влиянием процессов катагенеза (Перельман, 1965). Таким образом, в почвенном литогенезе участвуют три группы процессов: почвообразование на месте, образование переотложенных почв (педолитов), воздействие на осадок почвенно-грунтовых вод.

ТИПЫ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С МАТЕРИНСКИМИ ПОРОДАМИ В РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

В настоящее время уже можно считать доказанным широкое распространение ископаемых почв в различных типах осадочных формаций, а также чрезвычайно важную роль почвообразования в процессе литогенеза многих осадочных формаций в целом, либо отдельных их частей.

Типы ископаемых почв, встреченные в разных осадочных формациях, не остаются одинаковыми, меняется и их соотношение с породами, не затронутыми почвообразованием.

Для примера рассмотрим ископаемые почвы и связанные с ними процессы почвенного литогенеза в трех формациях, резко отличающихся друг от друга по литологическому и фациальному составу: 1 — пестроцветной гематит-каолиновой формации верхнего мела — палеоцен — эоцена Казахстана; 2 — пестроцветной сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовой формации, синхронной по возрасту с первой, но развитой только в юго-восточной части Казахстана; 3 — угленосной формации среднего карбона Донбасса. В климатическом отношении формации 1 и 3 попадают в ряд субтропического гумидного режима, представляя, повидимому, его крайние члены: от гумидного влажного (Донбасс) и до гумидного переменно-влажного (Казахстан). Формация 2 несет признаки аридного климата.

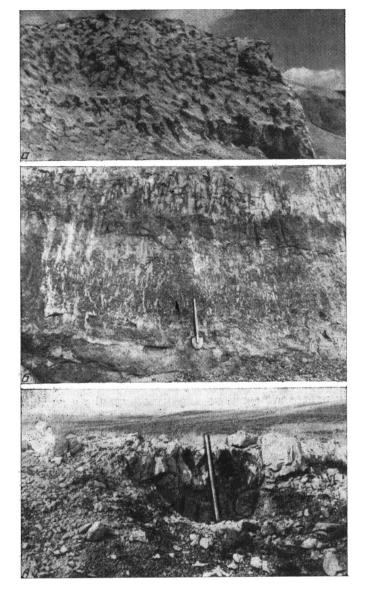
В тектоническом отношении складчатая отчетливо циклическая угленосная формация C_2 — C_3 Донбасса отражает условия мобильного крупного прогиба, в то время как пестроцветная гематит-каолиновая и сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовая формации Казахстана формировались в условиях относительно стабильного режима, приведшего к пенепленизации рельефа, развитию кор выветривания в питающих провинциях и интенсивному почвообразованию в зонах аккумуляции. Таким образом, выбор формаций не случаен, он дает представление о зональности ископаемых почв и пределах изменения их состава в различных ландшафтно-тектоно-климатических условиях.

1. Пестроцветные гематит-каолиновая и сульфатно-кремнисто-монт-мориллонитовая формации Казахстана (Cr₂ — Pg₁₋₂). Гумидная пестроцветная гематит-каолиновая формация детально изучена нами в составе северозайсанской свиты северо-восточных районов Казахстана. В Центральном Казахстане она становится бокситоносной, а в юго-восточных районах (Южное Призайсанье, хребты Саур, Джунгарский Алатау) фациально замещается аридной сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовой формацией.

Гумидная формация повсеместно имеет существенно глинистый состав и слагается продуктами перемыва древних кор выветривания (каолиновые глины, кварцевые пески, местами скопление обломков латеритных пород). В генетическом отношении она сложена отложениями водотоков и водоемов, сформировавшимися в равнинных пенепленезированных ландшафтах (фации аллювия небольших, медленно текущих рек, мелких периодически осушающихся озер, тонкого пролювия плоскостного смыва, и лишь местами, в карстовых депрессиях, грубообломочного делювия и пролювия).

В аридной зоне (районы юго-восточного Казахстана) в составе глинистого вещества доминирующим становится монтмориллонит. Из аутигенных минералов наряду с опалом или халцедоном часто встречаются гипс, кальцит, доломит. В строении формации резко возрастает роль пролювиальных и пролювиально-озерных фаций, большее значение приобретают солончаки, такыры.

В строении обеих формаций принимают участие три различных группы субаэрально-измененных пород: І — породы, слагающие ископаемые

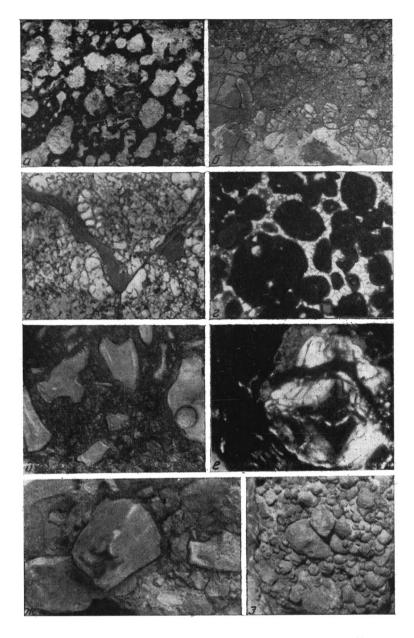


Фиг. 1. Выходы ископаемых почв среди верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложений Казахстана

а — кремнисто-каолиновая почва, сложенная окремненными каолиновыми глинами с ярко-красными пятнами-жилами гематита. Северное Призайсанье, разрез Пшук; б — латеритная почва, сложенная глиноподобными каменистыми бокситами (зона III), пестроцветными сухаристыми гиббситкаолинитовыми породами (зона II) и пестроцветными каолинитовыми глинами (зона I) и подстилающие ее красные каолиновые глины (материнские породы латеритной почвы). Аркалык. в — кремнисто-монтмориллонитовая почва, представленная опал-халцедоновыми породами (кремнистая корка), венчающими профиль пестроцветных монтмориллонитовых глин. Южное Призайсанье, разрез Жак-Тологай

почвы, II — педолиты, III — породы, возникшие за пределами почвенного профиля вследствие циркуляции почвенно-грунтовых вод.

I. Породы, слагающие почвы преимущественно автоморфного типа, мощностью от 1 до 5 м, в разрезах формации встречаются очень часто. Их субстратом в северных районах Казахстана служили осадки кварц-



Фиг. 2. Породы акжарской, северозайсанской и аркалыкской свит Казахстана, возникшие под влиянием почвенного литогенеза

а — пестроцветные галлуазит-каолиновые глины с округлыми пятнами обеления по корням растений (в плане) из почв акжарской свиты. Аркалык, натуральная величина; б — окремненная каолиновая глина комковатой текстуры из почвы северозайсанской свиты. Северное Призайсаные, разрез Актобе, ×2; в — окремненная глина с прожилками гематита из почвы северозайсанской свиты. Северное Призайсаные, разрез Букомбай, ×1,5; в — кремнистая корка, состоящая из копрогенных комочков опала, сцементированных халцедоном, из почвы северозайсанской свиты. Южное Призайсаные, разрез Жак-Тологай, ×70; д — кремнистая корка, состоящая из скопления фитолитов и спор грибков, замещенных халцедоном и сцементированных опалом. Северозайсанская свита «ожного Призайсаныя, разрез Жак-Тологай, ×70; в — окремненная глина с выделением колломорфного глинистого вещества. Северозайсанская свита, северное Призайсаные, скв. 180, участок Актобе, ×70; ж — кварцевая брекчия с халцедоновым цементом. Северозайсанская свита Причингизья, разрез Уш-Кызыл, натуральная величина; з — кремнисто-гематитовый гравийник (бобовник), сцементированный гематитовым цементом. Акжарская свита, Центральный Казахстан, разрез Борлыколь, натуральная величина

каолинового либо каолинового состава (с примесью гидрослюд монтмориллонита, местами слюд и полевого шпата), в южных районах — существенно ферримонтмориллонитовые глины. Формирование автоморфных почв приводило к возникновению зонально построенных элювиальных профилей, в которых степень преобразования исходного субстрата нарастает к верхам профиля. Наиболее яркое внешнее проявление древних почв гумидной зоны — ярко-красные вертикально ориентированные пятна, жилы, полосы гематита либо конкреции этого же минерала, чередующиеся с полосами обеления (породы «зеброидной» окраски), часто плотные, местами окремненные или латеритизированные породы в верхах профиля (фиг. 1, α , δ). Древние почвы аридной зоны южного Призайсанья характеризуются проявлением кремнистых либо известковистокремнистых корок (см. фиг. 1, δ) мощностью 0,2-1,5 м и подстилающих их пластов монтмориллонитовых глин:

К типично почвенным признакам относятся также следы корней (фиг. 2, a), псевдоморфозы по ним гидроокислов железа, опала или гиббсита. Признаками почв могут служить также комковатые текстуры (см. фиг. 2, δ), сетчатые выделения гидроокислов железа (см. фиг. 2, s), наличие копрогенного материала (см. фиг. 2, s), фитолитов, часто со скоплениями опализированных спор или грибков, колоний железистых бактерий, выделений колломорфного глинистого вещества (см. фиг. 2, δ , e) и др.

Линзы обломочного материала (пески, галечники, щебни, бобовники), содержащиеся в составе почвенного профиля или непосредственно подстилающие его, часто цементируются плотным гематитовым, кремнисто-гематитовым, гиббсит-гематитовым цементом (см. фиг. 2, ж, з) в гумидной формации, или известковистым, кремнистым, гипсовым цементом — в аридной.

В изученных нами почвах фиксируются разрушения и преобразования материнского вещества: в глинистых почвах северозайсанской свиты (в гумидной зоне) происходит коррозия зерен кварца (фиг. 3, α), дробление и каолинизация полевых шпатов (см. фиг. 3, δ , θ), каолинизация слюд (см. фиг. 3, ϵ), монтмориллонита, гидрослюд, аморфизация каолинита и др.

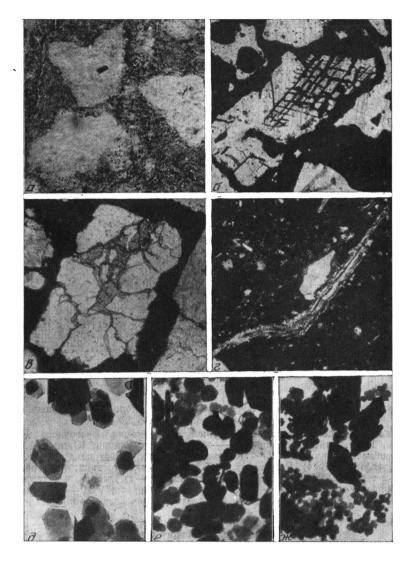
В латеритных почвах аркалыкской свиты Центрального Казахстана (см. фиг. 1, δ) помимо аморфизации каолинита (см. фиг. 3, ∂ , e) фиксируется его полное разрушение, вынос кремнезема и формирование свободного глинозема (см. фиг. 3, π).

В пестроцветных каолиновых почвах акжарской свиты палеогена Центрального Казахстана, перекрывающей бокситоносные отложения аркалыкской свиты, установлено формирование тонкодисперсного плохо окристаллизованного каолинитового и галлуазитового глинистого вещества, возникновение кремнисто-гематитовых конкреций-бобовин.

В аридных почвах северозайсанской свиты мела — палеоцена южного Призайсанья установлено преобразование исходного смектитового вещества в монтмориллонит, а в аридных почвах эоценовой зимунайской свиты исходное смектитовое вещество преобразуется в своеобразный неупорядоченный (структурно-супердисперсный) монтмориллонит с аномально высокими значениями d от 17 до 30 Å (для воздушно-сухих проб).

Большинство пород характеризуемых формаций имеет ярко выраженные признаки процессов почвенного литогенеза. В то же время какиелибо реликты минеральных новообразований, связанных с диагенезом, в них обычно отсутствуют.

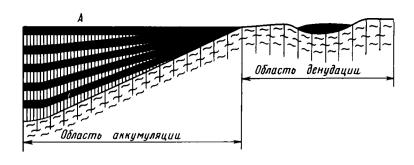
Роль ископаемых почв в строении характеризуемых осадочных формаций Казахстана оказывается огромной. На фиг. 4, А показано количественное соотношение пород, сформировавшихся при участии почвенных процессов и без их участия в северозайсанской свите Восточного Казахстана. В центральных, наиболее прогнутых частях Зайсанской

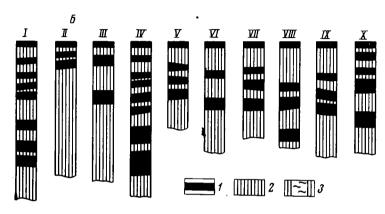


Фиг. 3. Минеральные преобразования вещества в процессах почвенного литогенеза пестроцветной гематит-каолиновой формации Казахстана. Кремнисто-каолиновые почвые сверозайсанской свиты Зайсанской впадины, ×170

a — корродированные зерна кварца среди колломорфного глинистого вещества, скв. 17; b — разрушенное зерно микроклина, в прожилках — гематит, разрез Кериш; b — каолинизированные по трещинкам зерна полевого шпата, разрез Уш-Кара; b — каолинизированный кристалл мусковита, скв. 308, глубина 55 ж; разрушение каолинита в латеритных почвах аркалыкской свиты Центрального Казахстана. Аркалыкское месторождение, 0000; 000 — исходный каолинит материнских пород; 0000; 000 — месторождение, жаолинит и мелкие кристаллы гиббсита

впадины, измененные и не измененные почвенными процессами породы занимают примерно равный объем. В бортовых приподнятых частях впадины роль почвенных горизонтов возрастает, часто они сливаются между собой, образуя пачки мощностью до нескольких десятков метров. И наконец, во многих мелких депрессиях возвышенной денудационной равнины (район Южного Алтая, Причингизья) все породы несут следы интенсивной переработки осадка почвами. В целом для свиты доля осадков, преобразованных почвенными процессами, составляет около 70% всего ее объема. Подобная высокая почвонасыщенность характерна так-





Фиг. 4. Соотношение ископаемых почв и материнских пород в различных осадочных формациях

А — Мел-палеоцен-эоценовая гематит-каолиновая формация Восточного Казахстана (Цеховский, 1973). Зайсанская впадина — область аккумуляции; Южный Алтай, Причингизье — область денудации. Б — Лессовая формация плейстоцена среднего течения р. Днестра (Куница, 1974). Разрезы: І, ІІ — село Великая Косница, 4-я терраса; ІІІ — там же, 7-я терраса; ІV — село Била, 7-я терраса; V — г. Ямполь, 4-я терраса; VI — село Косуницы, 3-я терраса; VII — село Пороги, 4-я терраса; VIII — г. Атаки, 4-я терраса; ІХ — село Могилев-Подольский, 4-я терраса; Х — село Ярышева, 4-я терраса р. Лядовой.

1 — ископаемые почвы, 2 — материнские породы осадочной формации, 3 — кора выветривания пород палеозойского фундамента

же для акжарской свиты и ряда разрезов аркалыкской свиты Центрального Казахстана.

II. Другой характерной особенностью рассматриваемых формаций является то, что породы, разделяющие древние почвы, часто представляют собой продукты их ближнего механического перемыва (педолиты). Наличие мощных почвенных профилей в пределах водоразделов аккумулятивной равнины способствовало накоплению здесь педолитов в понижениях рельефа. Поэтому набор минеральных ассоциаций, слагающих характеризуемые осадочные формации, в той или иной степени отражает состав присутствующих в ней почвенных профилей.

В пользу этого свидетельствует, в частности, преимущественно кремнисто-каолиновый состав пород почв северозайсанской свиты и близкий к нему кремнисто-каолиновый состав не преобразованных выветриванием осадочных пород, частое присутствие в последних глинистых, либо кремнисто-глинистых окатышей, вымытых из почв. Появление в аркалыкской свите Центрального Казахстана горизонтов латеритных почв приводило к одновременному резкому обогащению синхронных по возрасту осадков латеритными обломками, либо конкрециями. Формирование в акжарской свите Центрального Казахстана дисперсно-каолинитовых почв с примесью галлуазита и с кремнисто-гематитовыми бобовинами-

конкрециями способствовало интенсивному обогащению данными минералами и осадочных пород.

III. Породы, возникшие при участии древних почвенно-грунтовых вод, о химизме которых в казахстанских формациях можно судить по составу цемента песчаников, алевролитов, гравелитов и других обломочных пород. Было установлено, что в каждой из вышерассмотренных свит состав цемента обломочных пород тесно отражает процессы минералообразования, протекавшие в вышележащих почвенных горизонтах. Поэтому в породах северозайсанской свиты, содержащей горизонты кремнисто-гематит-каолиновых почв, часто встречаются горизонты обломочных пород, сцементированных кремнисто-гематитовым цементом (см. фиг. 2, ж). В породах аркалыкской свиты, содержащих латеритные почвы, перемытые латеритные обломки-конкреции (бобовины) обычно цементируются гематит-гиббситовым цементом; в акжарской свите перемытые кремнисто-железистым цементом (см. фиг. 2, з).

Таким образом, около 90—95% пород обеих казахстанских формаций возникло под воздействием почвенного литогенеза.

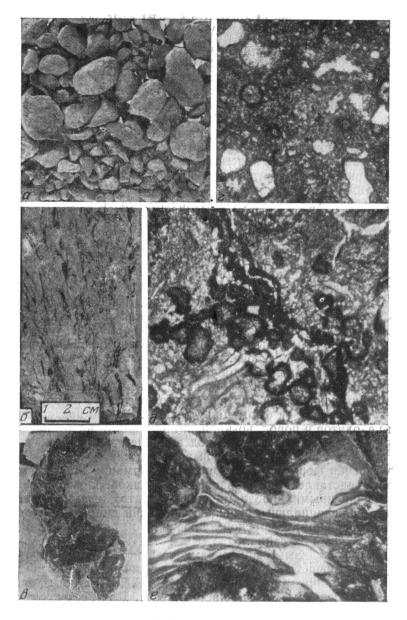
Большая роль пород почвенного литогенеза характерна и для многих других континентальных осадочных формаций. Их примером могут служить многие аридные красноцветные формации неогена (Лавров, 1959; Ерофеев, 1969), девона или перми, лёссовая формация антропогена. При детальном изучении пермских красноцветов восточной части Русской платформы В. И. Челышевым (1971) установлено обильное присутствие в них аридных ископаемых почв. По данным Н. А. Куницы (1974), в разрезах лёссовых толщ плейстоцена среднего Днестра (см. фиг. 4, Б) ископаемые почвы составляют 40—60% всего объема пород. М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко и др. (1974) считают, что одни только почвы слагают не менее половины лёссовой формации Украины. Можно предположить, что с учетом педолитов и пород, возникших при участии почвенно-грунтовых вод, породы, сформировавшиеся под влиянием почвенных процессов, играют главенствующую роль в данных формациях.

2. Угленосная формация С₂ Донбасса. Формация имеет циклическое строение и представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями конгломератов, известняков и углей. Отложения полифациальны, отражают широкий диапазон условий седиментации в пределах приморской аллювиальной равнины и прибрежных участков морского бассейна.

Породы с отчетливыми признаками воздействия почвообразовательных процессов представлены в этой формации ископаемыми почвами. В разрезе они венчают регрессивный этап элементарного осадочного цикла и часто перекрываются пластами угля. Для всех исследованных почв отмечаются более или менее выраженные признаки гидроморфизма— переувлажнения и временного застоя на высоком уровне почвенногрунтовых вод, обогащенных органическим веществом и вызывающих восстановление окислов железа. Средняя мощность почв 1,0—1,5 м. При детальном изучении отчетливо выделяются основные горизонты почвенного профиля: элювиально-аккумулятивный (A) и иллювиальный (B).

Верхний горизонт А — серый, со слабым буроватым оттенком, относительно рыхлый, неслоистый. При высыхании распадается на характерные для современных почв комочки, — так называемая комковатая почвенная структура (фиг. 5, a). Сильноглинистый, с частыми зеркалами скольжения (фиг. 5, e). Содержит обильные корневые остатки, довольно интенсивно гелифицированные. В шлифе виден органический гель, который в смеси с глиной проявляет тенденцию к образованию мелких агрегатов.

Нижний горизонт В — более светлый, иногда со слабым зеленоватым оттенком, сравнительно плотный, неслоистый, или с реликтами нарушен-



Фиг. 5. Особенности пород ископаемых почв угленосной формации Донбасса

a — комковатая почвенная структура верхнего горизонта (A), натуральная величина; δ — вертикальные корневые остатки (горизонт B); a — железисто-корбонатная конкреция по корневому остатку (горизонт B), натуральная величина; z — плохо сортированный глинистый алевролит с редкими одиночными сферолитами в оболочке из органического вещества (горизонт B), \times 70, николь один; δ — сферолиты сидерита выполняют клетки растительной ткани корешка (горизонт B), \times 100, николь один; e — колломорфные выделения глины по корневому каналу (горизонт B)

ной первичной слоистости. Содержит вертикальные корневые остатки, частично замещенные оптически ориентированной глиной, крупнокристаллическим новообразованным каолинитом и сферолитами сидерита. Последние, сливаясь в агрегаты, образуют микро- и макроконкреции неправильно-желвачной или корневидной формы (см. фиг. 5, δ , θ , θ).

Наряду с тенденцией к агрегированности характерны следы передвижения органо-минеральных коллоидов в виде оболочек на сферолитах и натечных (колломорфных) образований. По данным рентгеновского анализа, новообразование каолинита в почвах этого типа сопровождается интенсивным разрушением гидрослюды и хлорита. Химические анализы свидетельствуют об интенсивном выносе из горизонта А щелочей, щелочных земель и железа.

Подобные почвы приурочены к приустьевым участкам расчлененных речных долин, на некотором удалении от берега моря, в которое впадали древние реки. При дальнейшем продвижении вверх по долине к более высоким отметкам и лучше дренированным песчаным осадкам русла состав и строение почв постепенно меняется, свидетельствуя о все более кратковременном проявлении гидроморфизма и все более длительном существовании автоморфной зоны развития почв. Это проявляется в усилении дифференциации почвенного профиля на горизонты по окраске и текстуре, в более интенсивной гелификации и минерализации корневых остатков, в более отчетливом проявлении агрегированности, в частичном окислении пирита и железисто-карбонатных конкреций, сложенных агрегатами сферолитов. Минералогический состав глинистой фракции характеризуется возрастающей ролью смешанослойных минералов (типа слюда — монтмориллонит), при одновременном спаде, вплоть до полного прекращения, процесса почвенной каолинизации.

В направлении к береговой линии морского бассейна наблюдается, наоборот, снижение дифференцированности почвенного профиля по окраске, структурно-текстурным признакам и составу глинистой фракции. Для почв здесь характерны серые до темно-серых цвета, обильные слабо разложенные автохтоныме корневые остатки и наличие подгоризонта A_0 — горизонтально наслоенных растительных остатков типа современной лесной подстилки, приуроченного к самым верхам элювиального профиля.

Все эти изменения, выявляющиеся лишь при детальном изучении, связаны главным образом с разностью топографических отметок и различными условиями дренажа. На водораздельной площади почвы маломощны и местами сильно эродированы.

Неустойчивость почвенной каолинизации, приуроченность ее к сравнительно узкой области, мигрировавшей от цикла к циклу вслед за береговой линией, является особенностью многих параллических угленосных бассейнов Донецкого типа. В отличие от устойчивой каолинизации в почвах и корах выветривания в условиях кислой — нейтральной среды окислительной обстановки (латеритный тип) почвенная каолинизация здесь происходит в кислой среде восстановительного ряда. А. И. Перельман выделил этот тип под названием «глеевой каолинизации» (1965, стр. 206). Исчезновение ее по мере продвижения вверх по речной долине обусловлено постепенным переходом восстановительной обстановки в нейтральную или временами в слабоокислительную. В приморских же участках речных долин каолинизация не могла осуществляться вследствие резкого ухудшения дренажа вплоть до застойности и соответственно весьма слабого выщелачивания.

Формирование гидроморфных почв угленосной толщи Донбасса нельзя безоговорочно относить к субаэральному литогенезу. Как и в других крупных угленосных бассейнах паралического типа с отчетливо выраженным циклическим строением, исходный, материнский материал отлагался в водной среде открытого моря, залива, лагуны, озера или речной долины, и, следовательно, на первом этапе его изменения работал механизм субаквального диагенеза. После очередной регрессии моря осадки постепенно осущались, и на последующем этапе изменение их контролировалось главным образом процессами почвообразования. С началом трансгрессивного этапа можно допускать, как это делает Н. М. Страхов, возоб-

новление процесса субаквального диагенеза, однако воздействие его на зрелую почву было, на наш взгляд, весьма ограниченным. Явные следы его видны только в выделении пирита в верхней части профиля, количественно связанного с фациальным характером пород, перекрывающих почву.

Живой иллюстрацией того, как осуществляется переход от субаквального диагенеза первого этапа к почвенному литогенезу второго этапа, являются детальные наблюдения голландских почвоведов над почвами приливно-отливных побережий Нидерланд (гумидный умеренный климат), Суринама и Таиланда (гумидный тропический климат). На этих низменных приморских аллювиальных равнинах прослеживается постепенный переход от свежего жидкого ила до хорошо сформированной почвы, используемой под различные культуры (Pons, Zonneveid, 1965;

Slager et al., 1970).

Признаки начального почвообразования (ripening) появляются уже в мягком липнущем к рукам и легко растирающемся пальцами алеврито-глинистом осадке. Подобные юные почвы лежат в верхней части приливно-отливной зоны, в соответствии с чем процессы почвообразования здесь длительное время идут одновременно с медленным осадконакоплением. Начальный педогенез обусловлен совместным воздействием на осадок физических, химических и биологических факторов. Физические процессы выражаются в обезвоживании осадка, проседании и уплотнении, оструктуривании и распреснении. Химические процессы выражаются в изменении солевого состава и обменных катионов почвы, в окислении железа, серы и органического материала. Биологические процессы выражаются в гомогенизации, включающей все жизнепроявления организмов (ходы илоедов, копролиты и др.), ведущие к смешению почвенного материала и изменению его структуры. Этому же содействуют корни отмирающей растительности. Микроорганизмы способствуют разложению органического вещества и изменению состава и форм железистых и сернистых соединений.

Результатом является образование элювиально-гумусового горизонта А, мощность и строение которого определяется главным образом геоморфологией побережья. На возвышенных участках (естественные дамбы, береговые валы и т. п.), сложенных легкими, хорошо дренируемыми осадками, начальный педогенез интенсивен, образуется мощный (до 1 м) горизонт А сильногомогенизированный, с выделением окисного железа по каналам и пустотам, также в виде стяжений с диффузными границами. На низменных участках (пойменные болота, лагуны и пр.), сложенных тяжелыми, плохо дренируемыми осадками, педогенез идет вяло, образуется подгоризонт А₀ (слабо разложенные горизонтально наслоенные осадки) с маломощным, плохо выраженным подгоризонтом А₁. В развитии начального педогенеза подмечена следующая последовательность изменения исходного вещества водного осадка (который может быть слоистым с выделениями «первичного пирита»): 1) стадия слабой гомогенизации за счет деятельности крабов и некоторых рыб, встречаются редкие следы корней, фекалии; 2) стадия крабов и мангровой растительности — интенсивная гомогенизация, исчезновение слоистости, появление «вторичного» пирита, количественно связанного с видами растительности, много корней, особенно на частично распресненных участках; 3) стадия окисления и энергичной усадки — появление специфически почвенных структур оптически ориентированных глин, выделения окисного железа по корневым и другим каналам.

Осушение и связанное с ним прекращение осадконакопления обусловливают более зрелый характер почв за пределами приливно-отливной зоны. Усиливающаяся миграция железистых и глинистых компонентов вниз по профилю приводит к образованию иллювиального горизонта В с массовым скоплением окислов железа разнообразной формы и выделе-

ниями колломорфной глины. Здесь также продолжает сказываться топография и дренаж. На пониженных участках почвы проходят стадию все более распресняющихся болот с сезонным чередованием влажных и сухих условий. Во влажный период вверху почвы образуется «третичный» пирит, осуществляется пептизация и транспортировка подвижных компонентов вниз по профилю. В сухие периоды усиленное обезвоживание приводит к растрескиванию почвы и образованию плоскостей скольжения, идет интенсивное окисление пирита. На приподнятых участках, где влажные периоды реже и короче, почвы хорошо оструктурены, в верхних горизонтах наблюдается мозаичная и сетчатая текстуры оптически ориентированных глин, окисножелезистые соединения раскристаллизованы и представлены гетитом или гематитом, пирит полностью окислен, конкреционные формы четко оконтурены, наблюдаются выделения кремнезема, гипса.

Приведенные наблюдения над современными почвами показывают, каким образом в субаэральных условиях формируется под влиянием почвообразовательных процессов специфическая порода, существенно отличная от первичного полужидкого ила. Эту породу (почву) можно сравнивать с охарактеризованными выше почвами Донбасса, главное отличие которых заключается в переводе окисных форм железа в закисные.

Выше было показано изменение вещественного состава и характера профиля донбасских почв в зависимости от топографии и условий дренажа в пределах древней аллювиальной равнины. Почвы Донбасса свидетельствуют также о неоднократных чередованиях субаквальных восстановительных и субаэральных окислительных условий, несомненно отражающих сезонные колебания уровня грунтовых вод. Наиболее ярко это проявляется в строении почвенных конкреций трубчатой формы, образовавшихся по корневым остаткам. В поперечных срезах подобных конкреций часто можно видеть чередование концентров из пиритизированного органического вещества и окисленного железистого карбоната. В менее влажных условиях непродуктивных свит верхнего карбона, в почвенных конкрециях чередуются реликты сильно измененной растительной ткани с более или менее обезвоженными окислами железа.

Таким образом, формирование донецких ископаемых почв проходило в условиях тесного переплетения процессов субаквального диагенеза и почвенного литогенеза. Отражением стадий субаквального диагенеза являются выделения пирита и сидерита, хотя частично они могли образоваться уже в катагенезе. По-видимому, субаквально-диагенетическими и катагенетическими изменениями (после погребения почв под водными осадками трансгрессировавшего бассейна) обусловлены и сероцветные тона почв и отсутствие или незначительное содержание в них пигментирующих гидроокислов и окислов железа. Следы же субаэрального почвообразовательного процесса выражены в образовании элювиального горизонта А, обогащенного новообразованными глинистыми минералами с характерными структурно-текстурными особенностями, и горизонта В с железистокарбонатными конкрециями и признаками иллювиирования органо-минеральных коллоидов. Можно поэтому утверждать, что преимущественно почвообразовательные процессы определили современный облик и состав ископаемых почв, несмотря на отсутствие в них таких типичных индикаторов субаэральных условий, как гидроокислы железа и гематит. Несомненно, что без реконструкций древних почвенных процессов невозможно понять генезис рассматриваемых образований.

Почвы угленосной формации Донбасса занимают значительное место в ее разрезах, особенно в продуктивных свитах и районах. Обычно «почвонасыщенность» возрастает по направлению от центральной части прогиба к его юго-западной, более приподнятой части, что сопровождается прогрессирующим сокращением мощности отложений за счет выпадения морских фаций и уменьшения количества циклов осадконакопления.

В таблице приведены данные о суммарной мощности почв, содержащихся в двух продуктивных свитах C_2^5 и C_2^6 среднего карбона в прибортовом Кураховско-Марьинском и центральном Должанском районах. Для сравнения приведены данные по непродуктивной свите C_3^3 верхнего карбона Славянского района Донбасса.

Аналогичная картина характерна и для других угленосных формаций. Так, отмечается резкое увеличение почвонасыщенности угленосной формации пенсильванского возраста вдоль долины р. Миссури (США) в направлении древнего поднятия Озарк при одновременном сокращении мощности отложений и обогащении почв гидроокислами Al (Keller et al., 1954).

«Почвонасыщенность» отдельных свит Донбасса

Мощность, м	Районы и свиты								
		о-Марьинс- ий	Долж	Славянский					
	C ₂	C ₂	C_2^5	C ₂	C ₃				
Свит Почв (суммарные) Почв, %	235 45 19	160 20 13	825 41 5	505 30 6	505 45 9				

Следовательно, и в угленосных формациях породы, сформировавшиеся под влиянием почвенного литогенеза, играют весьма существеннуюроль, хотя содержание их снижается сравнительно с вышерассмотренными пестроцветной гематит-каолиновой и красноцветно-карбонатной, либо лёссовой формациями.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД ПОЧВЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА С ДРУГИМИ ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ В РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Роль пород с признаками почвообразовательных процессов среди других осадочных образований в первом приближении показана на фиг. 6.

Во многих гумидных молассовых формациях, сложенных грубообломочными породами аллювиально-озерного генезиса, а также в морских терригенных, карбонатных либо кремнистых формациях, постседиментационные преобразования осуществлялись преимущественно под влиянием субаквального диагенеза. Их примером могут служить грубообломочные либо молассовые формации Восточного Казахстана, развитые в перми, триасе и в нижнем мелу и сложенные толщами конгломератов, песчаников и глин (Василенко, 1961; Белянкин и др., 1961).

В строении угленосных либо углисто-сидерит-колчеданных формаций также обычно преобладают породы, сформировавшиеся при субаквальном диагенезе. Однако здесь породы почвенного литогенеза получают достаточно широкое распространение (около 10—15%).

Примером приблизительно равного соотношения субаквально-диагенетических пород и пород почвенного литогенеза может служить континентальная верхнеэоценовая — нижнеолигоценовая железисто-карбонатная формация Зайсанской впадины (Ерофеев, 1969), в разрезах которой чередуются пачки зеленоцветных (субаквально-диагенетических) и пестроцветно-красноцветных (субаэрально-почвенных) пород.

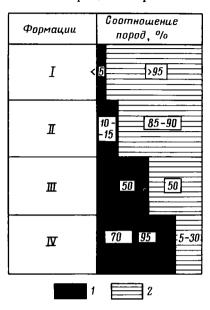
Наконец, существуют континентальные осадочные формации, сложенные преимущественно породами почвенного литогенеза (до 70—95% от всего их объема). Примером их служат вышеохарактеризованная пестроцветная гематит-каолиновая формация верхнего мела— палеоцена— эоцена Казахстана, синхронная ей по возрасту сульфатно-кремнисто-

монтмориллонитовая формация юго-восточного Казахстана, красноцветно-карбонатная формация средне-верхненеогенового возраста Казахстана (Лавров, 1959; Ерофеев, 1969), лёссовая формация антропогена и др.

Приведенные примеры свидетельствуют, что процессы почвенного литогенеза широко представлены в различных типах осадочных формаций. Следует подчеркнуть, что почвообразовательные процессы проявляются

Фиг. 6. Примерное соотношение пород почвенного литогенеза с другими осадочными породами в различных осадочных формациях. Породы: 1— возникшие в условиях почвенного литогенеза; 2— возникшие под влиянием субаквального диагенеза

І. Континентальные: сероцветные молассовые. Морские: сероцветные территенные, карбонатные, кремнистые. ІІ. Континентальные и морские: угленосные (лимнические и параллические). ІІІ. Континентальные: железисто-карбонатные (слабо пестроцветные). ІV. Континентальные: пестроцветные гематит-каолиновые, бокситоносные, сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовые, красноцветные, красноцветно-карбонатные



не только в таких собственно аэральных осадках, как эоловые, колювий, но и в типичных водных осадках, от делювиально-пролювиальных и аллювиально-озерных до морских включительно, если они после осаждения осущались. Осущение могло вызываться меандрированием речной сети, регрессией моря, пересыханием водоемов и тому подобными факторами.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОЦЕССОВ ПОЧВЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Выше мы стремились показать, что в определенных условиях земной поверхности почвенные процессы способствуют образованию осадочных пород из рыхлых или полужидких осадков. Следовательно, в данном случае почвенные процессы в какой-то мере выполняют ту же функцию, что и субаэральный и субаквальный диагенезы, формируя из осадков породы. Однако ввиду неясности механизма и признаков процесса субаэрального диагенеза мы не можем провести сравнение его с процессом почвенного литогенеза.

Можно полагать, что в основе субаэрального диагенеза лежит взаимодействие осадка и грунтовых вод. На химизм последних часто оказывают большое влияние почвы. Поэтому процессы почвенного литогенеза и субаэрального диагенеза часто тесно взаимосвязаны. В областях, где на осушающихся осадках не успевают сформироваться мощные почвы, на химизм грунтовых вод, вероятно, оказывают влияние многие другие факторы (первичный литологический и фациальный состав осадков, подток минерализованных пластовых и грунтовых вод и тому подобные, предопределяющие направленность реакций вода — осадок в процессах субаэрального диагенеза). Но в целом несомненно, что вопросы формирования субаэрально-диагенетических пород еще требуют изучения и освещения. Исходя из этого, мы рассмотрим в сравнительном аспекте

отличительные особенности процессов формирования пород из осадков под влиянием почвенного литогенеза и хорошо изученного субаквального диагенеза.

Движущей силой многих процессов субаквального диагенеза является органическое вещество илов (Страхов, 1960а, б). Именно с его помощью в илах происходит редукция железа, формирование лептохлоритов, сидерита, пирита, перераспределение многих компонентов. Одной из главных движущих сил процессов почвенного литогенеза также является органическое вещество почв. Преобразуясь, оно обогащает почвенногрунтовые воды различными минеральными или органическими кислотами, способствующими разрушению одних минеральных соединений и синтезу других, перераспределению либо выносу многих компонентов.

В различных климатических зонах направленность процессов субаквального диагенеза не остается постоянной. В бассейнах седиментации накапливаются разные по составу осадки, с различным содержанием органического вещества, что и предопределяет неоднородность последующих диагенетических процессов.

Процессы почвенного литогенеза также имеют климатически зональный характер. Хорошо известно, что смена гумидного климата на аридный вызывает резкое изменение строения и состава почвенных профилей. Причем минералогический состав почв испытывает значительные колебания и в пределах различных подзон одной и той же климатической зоны. Так, например, в жарком гумидном климате могут формироваться каолиновые, латеритные, гематит-каолиновые либо кремнисто-гематит-каолинитовые и другие почвы, в аридной зоне возникают почвы, обогащенные аутигенным кальцитом, гипсом, кремнеземом и другими минералами.

При субаквальном диагенезе в пределах осадочной толщи часто происходит перераспределение соединений железа, марганца, карбонатов и других компонентов, которые образуют конкреции, цементируют обломочные породы (Страхов, 1960а, б). Причем некоторые газы (СО₂, NH₃, H₂S, CH₄ и др.), а также Mn²⁺, P, Fe²⁺, SiO₂, CaCO₃ и другие компоненты иногда частично могут диффундировать из иловых растворов в наддонную воду и таким образом выноситься из осадка.

При почвенном литогенезе, так же как и при субаквальном, может осуществляться интенсивное перераспределение вещества, когда малоподвижные компоненты не выходят за пределы почвенного профиля. Это имеет место, например, в подзолистых почвах, где осуществляется перемещение алюминия и железа в иллювиальный горизонт и образуются различные конкреции. В ряде случаев эти соединения выносятся с почвенно-грунтовыми водами за пределы почвенного профиля. Выпадая в осадок, они способствуют формированию железистых либо глиноземисто-железистых панцирей, кирасс. В результате интенсивного выноса элементов из почв последние лишаются больших количеств щелочей, S, C1, а в ряде случаев даже и таких труднорастворимых соединений, как кремнезем в латеритах, железо и алюминий в подзолах.

Таким образом, хотя процессы минералообразования, участвующие в почвенном литогенезе и субаквальном диагенезе, по своей природе во многом различны, они могут приводить к одному и тому же конечному результату: перераспределению, выносу либо привносу вещества.

В то же время почвенный литогенез по сложности и многообразию протекающих химических реакций, а также по интенсивности преобразований исходного вещества, вероятно, значительно превосходит процессы субаквального диагенеза. В частности, при субаэральных процессах все без исключения силикаты, включая кварц и каолинит, входящие в состав осадка, могут разрушаться. При процессах субаквального диагенеза исходная силикатная масса осадка обычно в значительно меньшей мере испытывает химические преобразования (лишь иногда осуществля-

ется каолинизация монтмориллонита, разложение вулканогенного материала, формирование цеолитов, глауконита и др.). Следует также подчеркнуть, что при почвенном литогенезе изменения типа почвенного профиля (из-за смены климата, ландшафта, растительности и т. п.) вызывают изменения химизма почвенно-грунтовых вод, а следовательно, и направленности химических реакций в осадке. Возникшие породы часто представляют поэтому суммарный результат воздействия на осадок различных, часто наложенных один на другой процессов. Таким примером могут служить лёссы из лесостепной и степной полос Русской платформы (Градусов, Чижикова, 1976). В отличие от этого направленность процессов субаквального диагенеза более постоянна.

В настоящей статье приведено лишь самое общее освещение пока еще недостаточно изученных процессов почвенного литогенеза. Вероятно, третья часть либо половина всего объема континентальных осадочных пород сформировалась при том или ином их участии.

Изучение почвенного литогенеза несомненно имеет большое значение как для разработки теоретических вопросов литогенеза осадочных формаций, так и для поисков месторождений полезных ископаемых — бокситов, железных руд, огнеупоров, бентонитовых глин, солей и др. В свете новых данных, полученных при изучении ископаемых почв различного типа, необходимо пересмотреть сложившееся в геологии отношение к процессам древнего почвообразования, к его месту среди других процессов гипергенеза и его роли в формировании осадочных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Л. Ф., Воронцов В. В., Волкова И. Б. История нижнемезозойского угленакопления на территории Кендерлыкской мульды.— В сб.: История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане, ч. 1, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Блом Г. Й. Погребенные палыгорскитовые почвы в нижнетриасовых отложениях Московской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
- Василенко В. К. Геологическая история Зайсанской впадины.— Тр. ВНИГРИ, Л., 1961, вып. 162.
- Веклич М. Ф. Палеонедология наука о древнем почвообразовании. В кн.: Пашо. педология. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Гладченко А. Я., Лапшин О. Н., Мулика А. М., Пасечный Г. В. Ископаемые почвы основа стратиграфии антропогеновых континентальных отложений УССР.— В кн.: Палеопедология. Киев, «Наукова думка»,
- Герасимов И. П. Природа и сущность древних почв.— Почвоведение, 1971, № 1. Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы лессовых пород.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 6. Григорьев Н. П. Петрографические признаки ископаемых почв в юрских отложениях
- юго-запада Сибирской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Гунченко Е. И., Ефимов А. Н., Кудрявцев В. Е. Минусинские впадины Алтае-Саянской складчатой области — новая провинция древних континентальных карбонатных образований. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М., «Прогресс», 1970.
- Добровольский В. В. Гипергенные образования Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. II. М., «Наука», 1974.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене.
- Алма-Ата, «Наука», 1969. Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных пластов среднего карбона Донецкого бас-сейна. т. 1, 2. Тр. ГИН АН СССР, 1959, 1960, вып. 14. Куница Н. А. Распространение и особенности ископаемых почв плейстоцена Подолья
- и Среднего Побужья. В кн.: Палеопедология. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Лавров В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Личков Б. Л. Осадкообразование, его причины и следствия. Почвоведение, 1944,
- Мацуй В. М., Мухамеджанов С. М., Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Поздний кайнозой казахстанского Прииртышья. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967. Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., «Наука», 1973. Сочава А. В., Савельев А. А., Шулешко И. К. Калий в среднепротерозойских отложениях Центральной Карелии.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960а. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 19606.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.— Тр. __ ГИН АН СССР, 1964, вып. 94.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений в соленосные в западном Донбас-се.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 140.

Феофилова А. П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермокарбоновых отложений Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.

Феофилова А. П. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5. Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 270.

Феофилова А. П., Рекшинская Л. Г. Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

Феофилова А. П., Градусов Б. П. Глинистое вещество в породах и почвах каменноугольного возраста Донецкого бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.

Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гематит-као-линовой формации.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 242.
 Цеховский Ю. Г. О генетической классификации бокситоносных толщ аркалыкского месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
 Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Процессы минералообразования

в кремнисто-известковистых профилях почвообразования и выветривания палеосаванны Восточного Казахстана. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.

саванны восточного казакстана. — литол. и полезн. ископ., 1973, № 2. Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казакстана. — Литол. и полезн. ископ., 1974а, № 4. Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Минералогический состав и структурные особенности глинистых минералов в погребенных почвах зимунайской
свиты Восточного Казакстана. — Докл. АН СССР, 19746, т. 219, № 6.

Чалышев В. И. Буро- и красно-пестроцветные ископаемые почвы семиаридного климата уфимского века пермского периода. — Почвоведение, 1971, № 8.

Чалышев В. И. Палеогипергенез и его роль в процессе формирования осадочных по-род.— Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1972, вып. 18.

Чалышев В. И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений северо-востока Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, Коми фил. АН СССР, Сыктывкар,

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161. Шварцев С. Л. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гви-

неи).— Геохимия, 1972, № 1.

Шварцев С. Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах. — Геохимия, 1975, № 1.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. Kalliokoski I. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosoils in northern Michigan.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, No. 3. Keller W. D., Wescott J. F., Bledsoe A. O. The origin of Missouri fireclays.— In: Clays. and Clay Minerals. Proceedings 2-d National Conference. London, Pergamon Press, 1958.

Pons L. J., Zonneveld I. S. Soil ripening and soil classification Initial soil formation of alluvial deposits with a classification of the resenting soils. Issued by Intern. Institute for Land Reclamation and Improvement. 1965, Publ. 13.

Slager S., Jongmans A. G., Pons L. J. Micromorphology of some tropical alluvial clay soils.— Soil Sci., 1970, v. 21, No. 2.

гин ан ссср, Москва

Дата поступления 22.XII.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УЛК 550.4:551.311.231:546.65

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ БИОТИТОВЫХ ПИРОКСЕНИТОВ

Е. К. ПОДПОРИНА, В. В. БУРКОВ

Изучено распределение р.з.э. в биотитовых пироксенитах и их коре выветривания. Данные о содержаниях и составе р.з.э. в породах, минералах, глинистых фракциях показывают, что выветривание приводит к фракционированию р.з.э., что объясняется особенностями их миграции в виде комплексных соединений и избирательной сорбцией глинистыми минералами.

В связи с корами выветривания известны крупные месторождения редкоземельных элементов (р. з. э.), имеющие важное сырьевое значение (Бурков, Подпорина, 1974). Остаточные концентрации монацита, ксенотима, эвксенита приурочены к корам выветривания гранитов, пегматитов и других пород. С корами выветривания карбонатитов связаны концентрации редкоземельного пирохлора и гипергенных фторкарбонатов. Большое экономическое значение может иметь гипергенная бастнезит-рабдофанит-церианит-торогуммитовая минерализация в корах выветривания щелочных и ультраосновных — щелочных пород (Морру-дуферру в Бразилии и др.). Новым перспективным типом месторождений р. з. э. являются концентрации черчита — иттриевого рабдофанита в корах выветривания метаморфических пород.

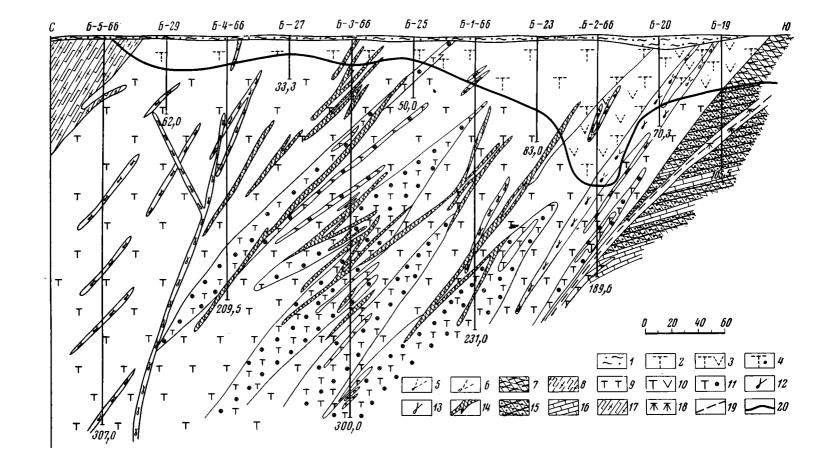
Прогнозирование и поиски новых месторождений, естественно, требуют знания особенностей геохимии р. з. э. в процессе выветривания. Однако в литературе в основном приводятся минералогические данные о р. з. э. либо сведения об их содержаниях в корах выветривания тех или иных пород, тогда как специальных работ по геохимии р. з. э. в процессе выветривания опубликовано мало (Бурков, Подпорина, 1967; Зверева,

Писемский, 1969; Ронов и др., 1967).

В связи с этим при изучении кор выветривания Барчинского массива ультраосновных — щелочных пород (Казахстан) мы обратили особое внимание на выяснение таких недостаточно изученных вопросов, как подвижность и изменение состава р. з. э., особенности их распределения в минералах исходных пород и продуктов их выветривания. Редкоземельная специфика этого массива не имеет практического значения, но ее изучение важно в связи с разработкой представлений о поведении р. з. э. в процессе выветривания.

Материалом для изучения явились 50 проб биотитовых пироксенитов и их коры выветривания из скважин, пробуренных в связи с изучением кор выветривания на вермикулит. Содержание ΣTR_3O_3 и P_2O_5 определено химическими и спектральными методами в ИМГРЭ (М. В. Кухарчик, М. В. Левашова). Состав р. з. э. определен рентгеноспектральным методом (Р. Л. Баринский) . Содержание и состав р. з. э. были оп-

¹ Авторы пользуются случаем выразить признательность аналитикам, способствовавшим выполнению работы.



Фиг. 1. Геологический разрез Барчинского массива (по материалам В. П. Яковенко, Северо-Казахстанское ТГУ)

1 — суглинки, 2—8 — кора выветривания: 2 — биотитового пироксенита, 3 — калишпатового пироксенита, 4 — шерломит-биотитового пироксенита, 5 — щелочного сиенита, 6 — либнеритового сиенита, 7 — кварцита и кварц-серицитового сланца, 8 — гранитогнейса; 9 — биотитовый пироксенит, 10 — калишпатовый пироксенит, 11 — шерломитбиотитовый пироксенит, 12 — щелочной сиенит, 13 — либнеритовый сиенит, 14 — карбонатиты, 15 — кварциты, 16 — известняки мраморизованные, 17 — гранитогнейсы, 18 — ожелезнение, 19 — тектонические нарушения (предполагаемые), 20 — граница коры выветривания. Цифры вверху — номера скважин, внизу — глубина забоя

ределены в монофракциях апатита, кальцита, циркона, сфена, граната, а также в глинистых фракциях из проб коры выветривания. Подвижность р. з. э. при выветривании оценивалась с помощью изообъемного метода (Лисицына, 1966).

Барчинский массив (площадь около $2,5 \, \kappa m^2$) входит в Красномайскую зону ультраосновных — щелочных пород (Кокчетавская обл.). Его локализация контролируется глубинным разломом, прослеженным в

пределах Кокчетавского антиклинория на 30 км.

Массив сложен породами трех фаз внедрения (Ефимов, Косинцева, 1968). К первой (фиг. 1) относятся наиболее распространенные в пределах массива пироксениты, сильно измененные процессами щелочного метасоматоза, приведшего к образованию биотит-пироксенитовых пород с высокими содержаниями апатита (в ряде случаев шорломита) с многочисленными прожилками и включениями карбонатитов. Почти все слюды биотитовых пироксенитов являются автометасоматическими. Их состав по соотношению железа и магния разнообразен — биотит, магнезиальный биотит, флогопит с высоким содержанием TiO₂ (0,58—2,24%). Распределение апатита в породах неравномерное, наибольшие содержания (10—12%) приурочены к зонам интенсивной биотитизации.

К образованиям второй фазы относятся жилы и ветвящиеся тела биотитовых и кальцитовых карбонатитов. Состав последних (%): апатит 40—50, магнетит 20—30, карбонаты 15—20, второстепенные и акцессорные минералы — пироксены, флогопит, тремолит, меланит, лейкоксен, пирит, бадделеит, циркон, циркелит, перовскит, пирохлор.

К третьей фазе относятся щелочные породы (редкие дайки сиенитов и биотитовых сиенитов).

По биотитовым пироксенитам повсеместно развита площадная кора выветривания, мощность которой возрастает с севера на юг от первых метров до 50 м и в среднем равна 30 м. Мощность перекрывающих суглинков 5—10 м.

В коре выветривания выделяются (снизу вверх) три зоны. 1. Зона дезинтеграции (0—10 м), представленная сильновыветрелыми породами песчано-щебнистого облика. Первичные железисто-магнезиальные слюды относительно слабо гидратированы и представлены биотитом, флогопитом, гидробиотитом и гидрофлогопитом (с содержанием около 30% вермикулитовых слоев), который преобладает. 2. Гидрослюдистая зона (15—30 м), сложенная глинистыми продуктами выветривания и песчанистыми обломками минералов и коренных пород. Слюды сильно гидратированы (в гидрофлогопите до 50% вермикулитовых слоев), появляется вермикулит. 3. Вермикулит-монтмориллонитовая зона (до 5 м), представленная сильно гидратированным биотитом и флогопитом. В верхах зоны отмечается ожелезнение.

Таким образом, первичные магнезиально-железистые слюды через серию промежуточных разностей переходят в гидрослюды (гидробиотит, гидрофлогопит) и в Nа-вермикулит. Встречаются смешанослойные минералы гидрофлогопит-вермикулитового состава. Содержание P_2O_5 в коре выветривания колеблется от 1 до 10%. Компонентный состав апатита

(%): фторапатит 23,2—45,0, гидроксилапатит 26,0—39,3, оксиапатит 3,2—9,8, подолит 23,6—25,4, хлорапатит до 4 (Ефимов, Косинцева, 1968).

Сумма редких земель в коренных биотитовых пироксенитах составляет, по нашим данным, в среднем 0,0759% (табл. 1).

Среднее содержание ΣTR_2O_3 в апатитах из биотитовых пироксенитов, по нашим данным, 0,54%. По материалам И. А. Ефимова и Л. Г. Косинцевой (1968), в апатитах из Барчинского и соседнего аналогичного посоставу Красномайского массива содержится 0,48—2,02 ΣTR_2O_3 , в среднем 0.83%.

В изученных нами минералогических пробах содержание апатита составляет 8%, ΣTR_2O_3 в пробах — 0.084%. Расчеты показывают, что при содержании ΣTR_2O_3 в апатитах 0.5—0.8% на долю этого минерала

Таблица 1 Содержание р. з. э. в биотитовых пироксенитах (БП) и их корах выветривания (КВ) и коэффициент устойчивости (K_{v})

		Количество	ΣTR	₃ O ₃	,
№ CKB.	Порода	анализов	вес.%	e/ x³	Ky
L -9	КВ БП	$\frac{2}{2}$	0,0835 0,061	1600 1770	0,9
Б-7	КВ 6П	2 1	0,0575 0,073	1220 2280	0,53
Б-23	КВ БП	6 1	0,26 0,0 9 3	4862 2490	1,9
Б-126	КВ БП	10 3	0,0637 0,021	1338 573	2,33 1,0
Б-128	КВ БП	6 2	0,0815 0,075	2201 2250	0,98 1,0
Б-9-67	КВ БП	5 3	0,064 0,059	1230 16 9 0	0,72 1,0
Б-166	КВ БП	2 1	0,169 0,17	2 98 0 5600	0,53 1,0
Б-150	. КВ БП	$\frac{2}{2}$	0,093 0,14	2970 3390	0,8' 1,0
Среднее	КВ БП	35 15	0,1089 0,0759	2300 2505	0,92

приходится 0.04-0.064% ΣTR_2O_3 , т. е. 45-75% от суммарного количества р. з. э. в породе. Содержание кальцита в этих пробах 20-30%, содержание ΣTR_2O_3 в кальцитах 0.12-0.16%, следовательно, на долю этого минерала приходится 25-40% р. з. э.

Содержание р. з. э. в породообразующих минералах нами не определялось, однако их роль как минералов-носителей р. з. э. можно ориентировочно определить по опубликованным анализам (Ефимов, Косинцева, 1968). В биотите из биотит-диопсидовых пород Барчинского массива содержится $0.02\%\ \Sigma TR_2O_3$ (1 анализ), а в пироксенах из биотит-апатитовых пироксенитов Красномайского массива — $0.015\%\ \Sigma TR_2O_3$ (2 анализа). Следовательно, на долю этих минералов приходится соответственно не более 3-5 и 8-10% от суммарного количества р. з. э. в биотитовых пироксенитах.

Помимо этого, по нашим данным, содержание ΣTR_2O_3 в гранате составляет 0,1—0,67 (5 анализов), в сфене — 0,51—1,59% (2 анализа). Р. з. э. содержатся также в цирконе, флогопите, однако содержание этих минералов в биотитовых пироксенитах очень мало, и, очевидно, они не играют существенной роли в балансе р. з. э. Возможно лишь, что в ме-

ланитсодержащих разностях пород может возрастать роль граната как носителя р. з. э.

Таким образом, в биотитовых пироксенитах Барчинского массива распределение р. з. э. в первую очередь определяется апатитом и кальцитом и в меньшей степени биотитом и пироксенами, что влияет на поведение р. з. э. при выветривании.

Известно, что апатит в корах выветривания обычно является неустойчивым минералом (Казанский, 1961; Ляхович, 1967; Burger, Burger, 1969). Неустойчивость апатита подтверждается и нашими данными по минералогическому составу кор выветривания гранитов и других пород из Средней Азии, Урала, Украины, Казахстана и Приморья. Однако при выветривании биотитовых пироксенитов апатит ведет себя как стабильный минерал, и по ряду разрезов фиксируется даже его относительное накопление в коре.

Стабильность апатита, очевидно, объясняется тем, что, как было показано еще Грэхемом (Graham, 1925), в углекислых водах P_2O_5 и CaO переходят в раствор в соотношении 1:100. Следовательно, можно полагать, что при одновременном выветривании апатита и кальцита, в частности при выветривании карбонатизированных биотитовых пироксенитов, растворимость апатита должна резко подавляться. В связи с этим показательно, что все известные остаточные месторождения фосфатов связаны с корами выветривания осадочных карбонатных пород или карбонатитов (Занин, 1969).

Частичное изменение апатита фосфата и переотложение при выветривании биотитовых пироксенитов все же происходит — наблюдаются трещиноватость и корродированность его первичных зерен, а также образование каемок и тонких прожилков гипергенного апатита.

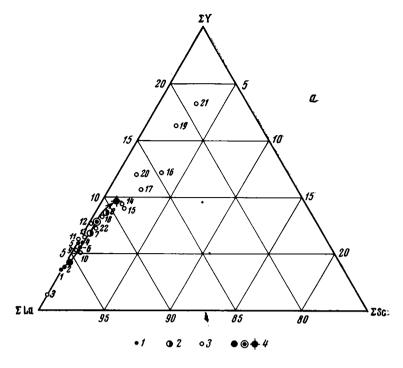
Наряду с апатитом в коре выветривания концентрируются сфен, гранат, циркон и прочие р. з. э.-содержащие устойчивые акцессорные минералы; с другой стороны, происходит интенсивное растворение и изменение слюд, пироксенов и особенно кальцита.

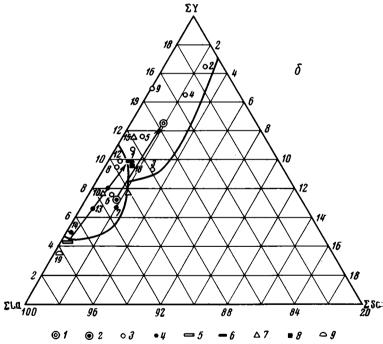
Таким образом, можно предположить, что при выветривании биотитовых пироксенитов р. з. э., содержащиеся в апатите и акцессорных минералах, фиксируются в коре выветривания, а р. з. э., входящие в состав кальцита и породообразующих минералов, переходят в раствор и потом отчасти захватываются новообразованными глинистыми минералами, а отчасти выносятся за пределы коры.

Действительно, судя по полученным данным, распределение р. з. э. в коре выветривания контролируется в основном содержаниями апатита и глинистой фракции. Оценка степени связи содержаний ΣTR_2O_3 и P_2O_5 , выполненная нами по методу ранговой корреляции (Бондаренко, 1970), показала наличие четкой прямой корреляционной зависимости между этими компонентами ($\rho = +0.61$, $\rho_{\text{доп}} = 0.37$, n = 29). Аналогичная связь установлена между содержаниями ΣTR_2O_3 и глинистых фракций в пробах ($\rho = +0.59$, $\rho_{\text{доп}} = 0.47$, n = 18).

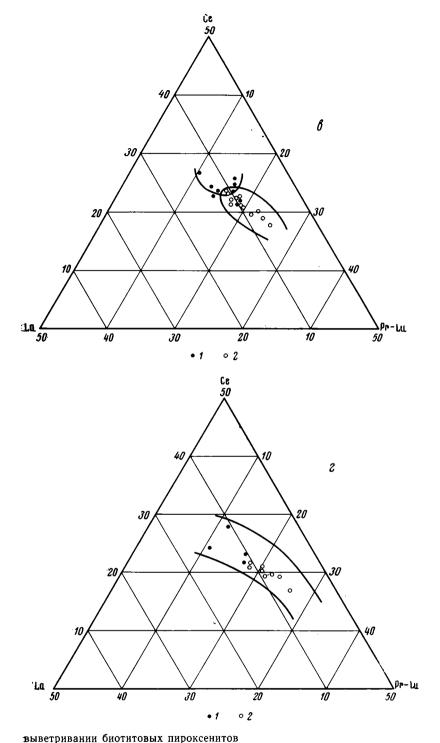
Содержание ΣTR_2O_3 в глинистых фракциях проб коры выветривания варьирует от 0,035 до 0,11%, в среднем оно равно 0,075% (18 анализов), что с учетом выхода глинистых фракций составляет 20—35% от суммарного содержания р. з. э. в пробах. При этом количество р. з. э. в пробах, приходящееся на долю глинистых фракций, возрастает с выходом последних, т. е. оно зависит от степени выветрелости пород. Аналогичная зависимость отмечалась ранее для распределения ниобия, тантала и других редких элементов в корах выветривания гранитов (Бурков, Подпорина, 1971).

Распределение р. з. э. в разрезах коры выветривания биотитовых пироксенитов неравномерно. Если в среднем по 8 скважинам коэффициент устойчивости (K_y) р. з. э. в коре выветривания равен 0,92 (см. табл. 1), то в ряде случаев наблюдается существенный вынос р. з. э. $(K_y=0,53)$





 Φ иг. 2. Эволюция состава р. 3. э. при a — групповой состав р. 3. э. в биотитовых пироксенитах и коре вывеслюдистая и вермикулит-монтмориллонитовая зоны, 4 — среднее длятабл. 2; 6 — групповой состав р. 3. э. в минералах: 1 — апатит из коры средний состав; 3 — апатит из коры выветривания, частные пробы; пироксенит, среднее; 6 — кора выветривания, среднее; 7 — сфен, 8 — анализов в табл. 3; 8 — La, Ce и другие р. 3. э. в биотитовых пироксеапатитах из биотитовых пироксе



тривания: I — коренные породы, 2 — зона дезинтеграции, 3 — гидро-1, 2 и 3. Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов в выветривания, средний состав; 2 — апатит из биотитовых пироксенитов, 4 — апатит из биотитовых пироксенитов, частные пробы; 5 — биотитовый пироксены, 9 — кальцит. Цифры на диаграмме соответствуют номерам нитах (1) и их коре выветривания (2); e — La, Ce и другие р. з. э. в нитов (1) и их коры выветривания (2)

Состав р. з. э. в биотитовых пироксенитах и их корах выветривания ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$, без Y)

№ п.п.	Порода, зоны коры выветривания	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gđ	ТЪ	Dy	Но	Er	Tu	Yb	Lu	ΣLa	ΣΥ	ΣSc
1	Биотитовый пироксенит	24,0	46,7	5,6	20,2	2,1	0,3	0,9	_	0,2		_	_	_	_	96,5	3,5	_
2	,	25,8	47,9	5,2	17,5	2,1	<u> </u>	0,9	_	0,6	'			_		96,4	3,6	
3		26,6	52,8	4,3	15,6	0,9	<u> </u>	_	—	0,4	-	_	_	_	l —	98,7	1,3	
4		17,0	51,0	4,6	21,2	3,5	l —	2,3	_	_	0,2		-	0,2	_	93,8	6,0	0,2
5		17,8	46,2	5,0	25,0	1,5		2,1	_	1,6	0,6		0,1	0,2	—	94,0	5,8	0,2
6		19,9	46,7	5,0	22,6	2,9	_	2,6	_	<u> </u>	¦	_		0,2	—	94,2	5,5	0,3
	Среднее	21,9	48,4	4,9	20,4	2,2	0,05	1,5	-	0,5	0,1	_	0,02	0,1	1 —	95,7	4,2	0,1
7	Зона дезинтеграции	26,2	45,4	3,6	17,3	3,4	-	3, 5	-	_		_		0,3		92,8	6,9	0,3
8		18,9	43,4	5,4	23,0	3,6	1,0	2,4	0,4	1,2	0,10	0,3	0,05	0,2	0,05	90,7	8,7	0,60
	Среднее	22,6	44,4	4,5	20,1	3,5	0,5	2,6	0,2	0,6	0,05	0,15	0,02	0,2	0,02	91,7	7,8	0,5
9		20,5	46,6	5,7	21,8	3,1	0,4	1,3	-	0,4	-	0,2	-	_	-	94,6	5,2	0,2
10	_	20,8	47,6	5,2	20,7	3,0	0,5	1,4	-	0,6	_	0,2		_	<u> </u>	94,3	5,5	0,2
11	Гидреслюдистая и вермику-	22,0	42,9	6,0	22,9	3,1	0,7	1,6	<u> </u>	0,4		_ -		_	-	94,0	6,0	
12	лит-монтмориллонитовая зоны	20,1	42,7	5 ,7	23,1	3,4	1,4	2,0	_	0,8	i —	0,1		-	-	92,3	7,6	0,1
13	Sonia	20,2	46,0	5,4	21,7	3,2	0,7	1,8		0,8	—	0,2	i —	-		93,3	6,5	0,2
14		19,5	42,3	5,5	21,7	4,0		3,2	_	2,0	0,3	1,3	-	0,2	-	89,0	9,3	1,5
15		19,0	45,0	5,0	20,0	4,3	<u> </u>	3,2	_	1,5	0,3	1,4	0,1	0,2	-	89,0	9,5	1,7
16		15,0	40,0	4,5	25,0	5,3		4,0	<u> </u>	2,4	0,4	2,4	0,1	0,4	0,2	84,8	12,1	3,1
17		19,0	41,8	5,5	21,0	4,5	0,8	2,9	0,4	1,6	0,4	0,7	0,2	1,0	0,2	87,3	10,6	2,1
18		19,0	44,4	5,3	22,3	3,4	0,8	2,3	0,4	1,3	0,1	0,3	0,1	0,3	-	91,0	8,3	0,7
19		14,9	37,8	5,4	23,4	5,3	1,6	4,5	0,8	3,6	0,6	1,5	0,2	0,4	-	81,5	16,6	2.1
20		17,4	39,6	5,6	24,1	4,5	1,4	3,2	0,6	2,1	0,2	0,8	0,1	0,3	0,1	86,7	12,0	1,3
21		13,9	34,8	5,4	25,0	6,0	2,2	4,8	0,8	3,6	0,6	1,8	0,1	0,9	0,1	79,1	18,0	2,9
22		21,1	44,5	5,2	21,1	3,1	0,7	2,0	0,4	1,0	0,2	0,3	-	0,3	0,1	91,9	7,4	0,7
	Среднее	18,7	42,5	5,4	22,4	4,0	0,8	2,7	0,2	1,6	e,2	0,8	0,06	0,3	0,05	89,2	9,6	1,2

или, наоборот, накопление $(K_y > 1,0)$. Подобные вариации объясняются неравномерностью распределения в первичных породах главных минералов-носителей р. з. э. — апатита и кальцита. Возможно также локальное обогащение отдельных участков коры устойчивыми акцессорными р. з. э.-содержащими минералами (сфен, меланит и др.).

Помимо изменения суммарного содержания р. з. э. большой интерес представляет эволюция состава р. з. э. при выветривании. Неизменные биотитовые пироксениты характеризуются селективным цериевым составом р. з. э. (табл. 2, фиг. 2, a). Состав р. з. э. в их главных минералахносителях характеризуется табл. 3 и фиг. 2, b. Принимается трехчленное деление р. з. э. на подгруппы — лантановую (Σ La=La—Nd), иттриевую (Σ V=Sm—HO) и скандиевую (Σ Sc=Er—Lu), по Л. С. Бородину и Д. А. Минееву (1965). Фигуративные точки составов р. з. э., апатита, кальцита, сфена на фиг. 2, b0 располагаются в области селективных цериевых составов. Сюда же, вероятно (по аналогии с Ковдорским массивом), попадают и пироксены. Значительное содержание р. з. э. иттриевой подгруппы характерно лишь для граната.

Таким образом, состав р. з. э. в породе в целом, очевидно, практически полностью определяется составами апатита, кальцита и пироксенов. Лишь в меланитсодержащих разностях пород возможно смещение в сторону промежуточных составов р. з. э.

При выветривании биотитовых пироксенитов происходит фракционирование р. з. э. — составы р. з. э. в корах выветривания обогащаются элементами иттриевой и особенно скандиевой подгрупп (см. табл. 2, фиг. 2, a). Данные о составах р. з. э. апатитов из пироксенитов и их коры выветривания (см. табл. 3, фиг. 2, b) также указывают на обогащение апатитов при выветривании b при одновременном уменьшении содержания b При этом уменьшение относительного содержания b Се при одновременном росте доли b Се при одновременном в целом (см. фиг. 2, b), так и для апатитов из нее (см. фиг. 2, b).

Результаты расшифровки составов р. з. э. в глинистых фракциях из проб коры выветривания биотитовых пироксенитов представлены в табл. 4. Отношение Σ Lа в глинистых фракциях к Σ Lа в соответствующих им валовых пробах в среднем составляет 0,99, такое же отношение для Σ Y равно 1,14 и для Σ Sc—0,81. Следовательно, по групповому составу глинистые фракции по сравнению с валовыми пробами несколько обогащены Σ Y, обеднены Σ Sc и практически идентичны по Σ La. Эта же закономерность четко фиксируется графическим анализом данных о составах р. з. э. (фиг. 3). Устанавливается также, что при практической стабильности относительного содержания р. з. э. подгруппы Σ La для нее характерно уменьшение доли Се и некоторый рост доли La (фиг. 4).

Аналогичное изменение составов р. з. э. в глинистых фракциях по сравнению с валовыми пробами видно и на графиках относительных содержаний индивидуальных р. з. э. в пробах из разных горизонтов разреза коры (фиг. 5). Их анализ также показывает, что характерно наибольшее обогащение глинистых фракций нечетными р. з. э., в особенности гадолинием.

Таким образом, наблюдается достаточно четкое фракционирование р. з. э. — при гипергенном изменении апатита, их аккумуляции глинистыми минералами и как следствие при выветривании биотитовых пироксенитов в целом. Характерной чертой выветривания биотитовых пироксенитов является обогащение элювиальных продуктов р. з. э. иттриевой и скандиевой подгрупп.

Известно, что в водах с щелочной реакцией р. з. э. мигрируют преимущественно в виде карбонатных комплексов типа $[TR(CO_3)_3]^{3-}$ (Крайнов, 1968). Исследования процессов эндогенного минералообразования

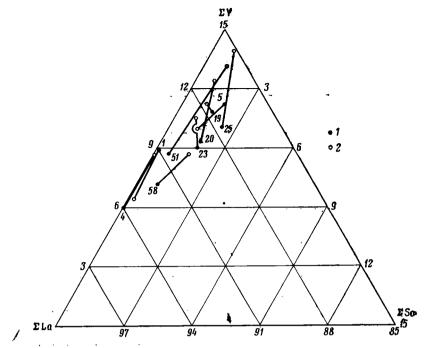
Таблица 3 Состав р. з. э. в минералах из щелочно-ультраосновных пород и их коры выветривания ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$, без Y)

Массив	№ п.п.	Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	ŢЪ	Dy	Но	Er	Tu	Yb	ΣLa	ΣΥ	ΣSc
	1	Апатит	17,9	41,9	5,5	22,9	5,5	_	3,2	_	2,2	_	0,9	_		83,2	10,9	0,9
1	2	»	14,0	38,9	7,1	21,0	6,6	-	7,1	_	3,5	_	2,4			81,0	16,6	2,4
-	3	»	21,8	41,4	6,5	18,1	3,7	—		_	5,7		2,8			87,8	9,4	2,8
i	4	»	16,1	39,6	7,2	20,0	5,9		5,5	_	3,5	0,1	2,1			82,9	15,0	2,1
	5	»	18,4	38,9	7,3	22,6	5,0	l	4,1		2,7		1,0		-	87,2	11,8	1,0
ı	6	»	18,3	41,2	6,6	24,8	5,7	-			2,6	l —	0,8	-		90,9	8,3	0,8
- 1	7	»	22,6	43,5	5,6	19,4	3,9	l —	-	_	3,1		1,9	_		91,1	7,0	1,9
	8	»	21,2	14,4	8,1	16,0	4,8	 	2,6	0,3	1,8	0,3	0,3	-	0,2	89,7	9,8	0,5
i	9	»	13,9	38,6	8,3	29,2	6,9	 —	5,5	2,5	0,1	—	-	[—	- 1	85,0	15,0	0,0
	10	Сфен	14,2	46,7	5,3	25,0	4,6	—	1,9	_	1.27		0,7	-		91,2	8,1	0,7
	11	»	11,9	51,4	5,3	21,3	6,0	-	0,2	-	1,8		2,1	_	-	89,9	8,0	2,1
II	12	Апатит	20,2	42,8	7,0	19,2	4,7	-	3,0	0,4	1,8	0,3	0,4	0,1	0,1	89,2	10,2	0,6
	13	»	20,8	45,8	5,2	20,8	3,3	 	3,0	-	0,5	0,1	0,4	_	0,1	92,6	6,9	0,5
	14	»	30,6	47,9	2,6	13,6	2,1	0,5	2,1	_	0,5	-		_	0,1	94,7	5,2	0,1
	15	Сфен	11,8	39,6	8,0	28,2	5,2	1,0	4,4	0,4	1,1	0,2	0,3	· 	0,2	87,6	11,9	0,5
III	16	Меланит	5,3	28,0	5,8	35,0	9,4	—	10,1		4,2	0,3	1,7	0,1	0,1	74,1	24 ,0	1,9
	17	»	6,1	30,3	6,2	35,4	7,1	3,4	6,0	1,1	1,3	0,6	1,6	0,1	0,8	78,0	19,5	2,5
	18	Пироксен	19,0	42,8	5,3	21,6	3,5		3,2	_	2,8	0,3	0,4	-	1,1	88,7	9,8	1,5
ļ	19	Кальцит	26,2	49,3	4,2	16,4	1,9	_	1,6	_	0,3	l —	0,1	-	_	96,1	3,8	0,1

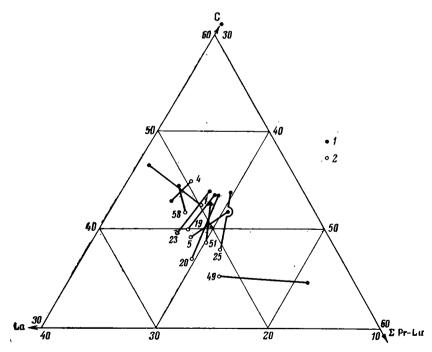
Примечания. Массивы: I — Барчинский, II — Красномайский, III — Ковдорский. Анализы: 1—7, 10, 11 — данные авторов; 8—9, 12 — по И. А. Ефимову и Л. Г. Косинцевой (1968); 13, 16, 18, 19 — по Д. А. Минееву (1969); 14, 15 — по А. А. Кухаренко и др. (1965). Исходный материал: кора выветривания биотитовых пироксенитов (1—5, 10, 11) и магнетит-апатитовой породы (9), биотитовый пироксенит (6—8, 12), щелочно-ультраосновные породы (13—19).

T а б л и ц а 4 Состав р. з. э. в пробах коры выветривания биотитовых пироксенитов (БП) и их глинистых фракциях (ГФ) $\Sigma TR_2O_3 = 100\%$, без Y

№	п.п.	Зона коры выветрива- ния	№ проб	Мате- риал	La	Ce	Рг	Nd	Sm	Eu	Gd	ть	Dy	Но	Er	Tu	Yb	Lu	La	Y	Sc	₹TR₂O₃
Ł]	58	БП	21,1	44,5	5,2	21,1	3,1	0,7	2,0	0,4	1,0	0,2	0,3	2	0,3	0,1	91,9	7,4	0,7	0,088
E :	₫ 1	Верхняя		ГФ	21,5	39,9	5,9	23,2	2,69	0,67	3,90	_	1,19	0,23	0,49	0,05	0,15	0,06	90,53	8,68	0,75	0,059
я и вермикулит			49	БΠ	17,5	39,7	5,3	23,1	4,6	1,45	3,4	0,6	2,3	0,4	1,1	0,05	0,6	0,1	79,1	78,0	2,9	0,38
MY P	E d			ГΦ	21,5	37,8	6,1	22,6	4,63	1,1	4,14	-	1,2	0,22	0,7	0,05	0,18	0,05	85,16	13,8	1,1	0,11
Be g	5		1	БП	20,2	46,0	5,4	21,7	3,2	0,7	1,8	_	0,8		0,2	-	-	—	91,0	8,9	0,1	0,07
Z	2	Средняя		ГΦ	19,7	43,5	5,8	22,0	3,6	1,0	3,1	0,1	1,0	0,1	0,1	_	_		93,3	6,5	0,2	0,072
Tag			4	БП	21,1	43,5	5,7	22,3	3,15	0,7	1,7		0,6		0,1			,—	94,0	6,0	—	0,062
ЭНС	<u>.</u>	1		ГΦ	19,8	44,3	6,1	21,1	3,7	0,8	3,1	0,5	0,5	0,05	0,15		_	-	91,4	8,4	0,2	0,066
Гидрослюдистая монтиоринго		1	20	БП	18,0	43,5	5,6	22,2	3,9	1,0	2,7	0,38	1,4	0,23	0,57	0,15	0,39	0,15	89,1	9,4	1,5	0,084
o a	3	Нижняя		ГΦ	22,7	37,0	5,8	21,2	9,39	1,14	5,31	-	1,26	0,24	0,64	0,04	0,16	0,05	86,66	12,34	0,83	0,097
иди	Ē	1	19	БП	19,1	43,5	5,6	21,4	4,1	1,15	3,0	0,45	1,4	0,24	0,64	0,14	0,45	0,07	87,6	10,8	1,6	0,061
<u></u>	·			ГФ	22,5	38,4	5,7	20,7	3,75	0,99	5,46	_	1,45	0,26	0,58	0,04	0,15	0,05	87,77	11,45	0,74	0,035
		1	5	БП	18,1	42,5	5,6	20,7	4,3	1,3	3,6	0,48	1,6	0,43	0,95		0,43	_	76,9	11,3	1,8	0,037
дезинтеграции	4	Верхняя		ГΦ	22,0	38,9	6,1	21,8	3,2	0,8	4,9	_	1,25	0,26	0,59	0,04	0,12	_	88,8	10,41	0,75	0.045
.bar	_	1 1	23	БП	18,3	4,24	5,3	21,2	4,0	0,1	3,2	0,44	1,5	0,36	0,69	0,07	0,42	0,07	89,4	9,0	1,6	0,085
æ.				ГΦ	22,4	39,3	5,8	21,3	3,4	0,8	4,93		1,22	0,24	0,53	0,04	0,12	0,03	88,59	10,74	0,7	0,11
3 И Н			51	БП	18,9	43,4	5,4	23,0	3,6	1,0	2,4	0,4	1,2	0,1	0,3	0,05	0,2	0,05	90,7	8,7	0,6	0,11
ДE	5	Нижняя		ГΦ	21,2	38,9	6,3	19,4	5,61	1,27	4,75	<u>'</u>	1,34	0,25	0,68	0,05	0,2	0,04	85,87	13,22	0,97	0,07
Зона			25	БП	18,3	43,1	5,5	22,5	4,0	0,91	2,8	0,4	1,3	0,15	0,46	0,08	0,32	0,13	87,7	10,0	2,3	0,06
ထိ				ГΦ	20,6	38,5	5,9	20,5	5,98	1,28	4,77	-	1,27	0,24	0,69	0,05	0,2	0,04	85,2	13,8 8	0,96	0,079
		1		- [į	į		.	l i				l		l	[ļ	1	ļ	l	



Фиг. 3. Групповой состав р. з. э. в пробах коры выветривания биотитового пироксенита (I) и в их глинистых фракциях (2). Цифры здесьи на фиг. 5 соответствуют номерам анализов в табл. 4

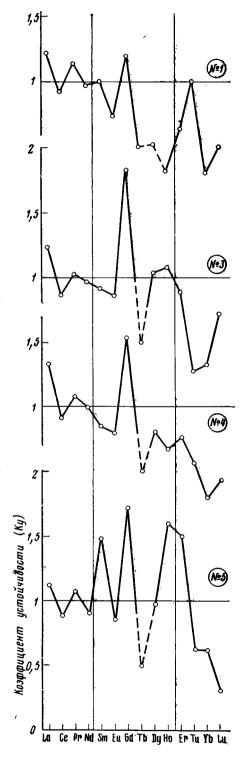


Фиг. 4. La, Ce и другие р. з. э. в пробах коры выветривания биотитовых пироксенитов (1) и в их глинистых фракциях (2)

Фиг. 5. Распределение индивидуальных р. з. э. между валовыми пробами и их глинистыми фракциями по профилю коры выветривания; K_y — отношение относительных содержаний р. з. э. в глинистой фракции к их содержаниям в пробе (аналитические данные и порядковые момера зон в табл. 4)

также приводят к выводу о значательной роли комплексных соедищелочно-фтонений, в частности ридных, в миграции р. з. э. (Минеев, 1969; Минеев и др., 1966). В определенных условиях возможно образование фторкарбонатных комплексов. Комплексообразование, способствуя подвижности р. з. э. при выветривании (в условиях широкого развития процессов гидролиза). в то же время способствует их фракционированию в зависимости от величины электросродства катиона, которое возрастает от La к Lu (Щербина, 1959). На устойчивость комплексов влияет рН среды минералообразования. Так, экспериментально доказана большая устойчивость комплексных соединений (карбонатных, фторидных и др.) тяжелых р. з. э. по сравнению с легкими в щелочных и слабощелочных средах (Минеев и др., 1966; Рябчиков, Рябухин, 1966). С другой стороны, изучение карбонатитов (Балашов. Пожарицкая, 1968) наряду с данными аналитической химии показывает, что при кислых значениях рН более устойчивы комплексы легких

Таким образом, при выветривании биотитовых пироксенитов в условиях интенсивного растворения р. з. э.-содержащих карбонатитов могла быть вполне вероятной миграция в виде карбонатных комплексов. Отсюда, с учетом приведенных выше данных о подвижности комплексов р. з. э., следует, что эволюрежима рН корообразования от щелочного на начальных стадиях к нейтральному и кислому на последующих должна была стимулировать относительный вынос лантановых р. з. э., а также в конечном итоге неустойчивость комплексов р. з. э. подгрупп ΣΥ и ΣЅс и их фиксацию в коре выветривания, что и подтверждается фактическим мате-



риалом. Это же, очевидно, способствовало обогащению элементами подгрупп ΣΥ и ΣЅс апатитов, выщелачивание которых повышается в кислой

среде.

Фиксация р. з. э. глинистыми минералами, очевидно, имеет избирательный характер. По В. В. Щербине (1959), легкие р. з. э. сорбируются глинистыми минералами лучше, чем тяжелые. Из материалов Е. И. Семенова (1963) можно сделать вывод, что с ростом железистости глинистых минералов возрастает аккумуляция промежуточных и тяжелых р. з. э. Результаты изучения глинистых минералов из осадочных пород показывают, что легкие р. з. э. максимально аккумулируются каолинитом, средние — хлоритом-гидрослюдами, средние и тяжелые монтмориллонитом (Балашов, Гирин, 1969). Судя по экспериментальным данным, каолинит и иллит сорбируют La в меньшей степени, чем Dy, Ho и Yt (Aagaard, 1974).

Как видно, приведенные данные по сорбции р. з. э. противоречивы и, к сожалению, не относятся непосредственно к глинистым минералам из кор выветривания. Очевидно, фракционирование р. з. э. при аккумуляции глинистыми минералами определяется рядом факторов, зависящих от конкретных условий выветривания (исходный состав р. з. э., их первичные минеральные формы, особенности миграции, рН, характер глинистых минералов). Для барчинских кор выветривания биотитовых пироксенитов характерно обогащение глинистых фракций вермикулит-гидрослюдистого состава р. з. э. иттриевой подгруппы. Ранее нами отмечалась обогащенность каолинитовых фракций кор выветривания гранитов р. з. э. подгруппы лантана (Бурков, Подпорина, 1967).

В изученных биотитовых пироксенитах р. з. э. имеют селективный цериевый состав, а их распределение контролируется апатитом, кальцитом и в меньшей степени породообразующими минералами. В коре выветривания р. з. э. связаны преимущественно с остаточным апатитом и глинистыми минералами. В разрезах коры р. з. э. распределены неравномерно — наряду с их относительной концентрацией, связанной с апатитом и акцессорными минералами, в ряде случаев отмечается интенсивный вынос р. з. э. При выветривании наблюдается четкое фракционирование р. з. э. — обогащение как коры в целом, так и ее минеральных фаз ΣΥ и ΣSc. Глинистые фракции коры обогащены р. з. э. иттриевой подгруппы. Эволюция содержаний и состава р. з. э. может быть объяснена с позиций их миграции в виде комплексных соединений и избирательной сорбции глинистыми минералами.

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю. А., Гирин Ю. П. О резерве подвижных редкоземельных элементов в оса-дочных породах.— Геохимия, 1969, № 7.

Балашов Ю. А., Пожарицкая Л. К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе. Геохимия, 1968, № 3.

Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра»,

Бородин Л. С., Минеев Д. А. Новый метод исследования эволюции состава редких Борооин Л. С., минеев Д. А. Новыи метод исследования эволюции состава редких земель в геохимических процессах на основе тройной диаграммы (La—Nd)— (Sm—Ho)—(Er—Lu).—Информ. сообщения, вып. 76. М., Изд-во ВИЭМС, 1965. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Редкие земли в корах выветривания гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания.— Литол. и полезн. ископаемые, 1971, № 4. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Месторождения редких элементов в корах выветривания.—В корах выветривания М. «Наука» 1974

вания.— В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., «Наука», 1974. Ефимов И. А., Косинцева Л. Г. Апатиты, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах Красномайского щелочного комплекса. В кн.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968.

Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., «Наука», 1969.
Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных —

щелочных пород и карбонатитов. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 34. М., «Недра», 1969.

Казанский Ю. П. Об устойчивости реликтовых минералов в профиле каолиновой коры выветривания.— Тр. СНИИГГИМС, 1961, вып. 14.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.

Крайнов С. Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов-гидролизатов (Nb, TR, Be) в природных водах с щелочной реакцией. - Геохимия.

1968, № 3.

Лисицына Н. А. К методике изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископаемые, 1966, № 1.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука»,

Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969.

Минеев Д. А., Диков Ю. П., Соболев Б. П., Боруцкая В. Л. Разделение редкоземельных элементов в надкритических условиях. -- Геохимия, 1966, № 4.

Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в

осадочном цикле. — Геохимия, 1967, № 1.

Рябчиков Д. И., Рябухин В. А. Аналитическая химия редкоземельных элементов и иттрия. М., «Наука», 1966.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Шербина В. В. Геохимические основы разделения редкоземельных элементов.— В кн.: Редкоземельные элементы и их месторождения. Геология месторождений редких элементов, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Aagaard P. Rare-earth elements adsorption on clay minerals.—Bull. Groupe Jranc, argiles, 1974, v. 26, No. 2.

Burger D. Relative weatherability of calcium-containing minerals.—Canad. J. Sci., 1969, v. 49, No. 1.

Graham W. A. Experiments on the origin of the phosphate deposits. - Econ. Geol., 1925, v. 20, No. 4.

имгрэ. Москва

Дата поступления 3.VI.76

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ Nº 4, 1977 г.

УДК 553.492.1 (571.5)

минералого-петрографическая характеристика ПСЕВДОМОРФНЫХ * БОКСИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. С. РОДИН

Приводятся результаты минералого-петрографической обработки коллекции псевдоморфных бокситов, формировавшихся в западной части Сибирской платформы. Установлено, что высококачественные бокситы формировались на обширной территории: от бассейна р. Ангары на юге, до бассейна р. Котуя на севере, локализуясь главным образом на юго-западе и северо-востоке ее. Образование псевдоморфных бокситов шло за счет долеритов и осадочных пород, основу которых составлял обломочный материал тех же долеритов, порфировых пород, туфогенных образований, сланцев и кварцевых долеритов.

Впервые на Сибирской платформе обломки псевдоморфных бокситов обнаружены в 1967 г. в аллювии р. Сумарочихи, правого притока р. Енисей (Родин, 1969). После этого в массовом количестве они были встречены на останцах высокого траппового плато в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (Бгатов, Казаринов, 1971; Назаров, Родин, 1972). Позднее многочисленные обломки бокситов с реликтовой структурой долеритов, базальтов и осадочных пород описаны в юго-западном Прианабарье, в бассейне р. Котуй (Дренов и др.). Коренных залежей и кор выветривания, с которыми они были связаны, пока не установлено, но работы по их поискам продолжаются. В связи с этим представляют интерес результаты изучения петрографии и минералогии обломков псевломорфных бокситов, собранных в самых различных районах платформы.

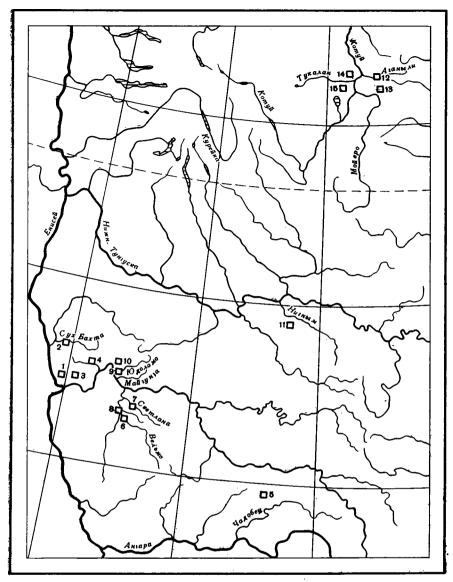
Основная часть находок сделана в бассейнах рек Вельмо, Майгунны, Подкаменной Тунгуски, Сумарочихи, Мойеро, Тукалан, Котуй (фиг. 1). Наиболее распространены обломки с реликтовой структурой долеритов, реже с реликтовыми структурами терригенных пород, туфов, базальтов

и сланцев.

БОКСИТЫ С РЕЛИКТОВОЙ СТРУКТУРОЙ ДОЛЕРИТОВ

Порода, найденная в аллювии р. Сумарочихи, серовато-бурая пористая, макроскопически трудно отличимая от широко распространенных здесь слегка ожелезненных песчаников. Сложена она в основном гиббситом и гораздо в меньшей степени гетитом и гидрогетитом. В качестве акцессорного минерала присутствует магнетит. В породе отчетливо видна реликтовая структура долерита. Тонкокристаллический гиббсит полностью замещает плагиоклазы, а его аморфная разность - клиачит встречается в виде частичных псевдоморфоз (неполное замещение) по темноцветным компонентам. В промежутках между псевдоморфозами гиббсита по плагиоклазам располагаются псевдоморфозы гетита по пи-

^{*} Термин Г. И. Бушинского (1971).



Фиг. 1. Схема расположения пунктов находок обломков псевдоморфных бокситов в западной части Сибирской платформы

1 — Сумарочиха, 2 — Сухая Бахта, 3 — Сухая Лебяжья, 4 — Кулинна, 5 — Чадо-

1 — Сумарочиха, 2 — Сухая Бахта, 3 — Сухая Лебяжья, 4 — Кулинна, 5 — Чадобец, 6 — Широкие Полканы, 7 — Светлана, 8 — Куромба, 9 — Майгунна, 10 — Юдоломо, 11 — Водурчана, 12 — Аганыли, 13 — Мойеро, 14 — Тукалан, 15 — Котуй

роксену и оливину. Последние четко определяются по изометричным овальным очертаниям и характерной сетке трещин спайности.

Как правило, внутренние части псевдоморфоз выполнены гиббситом, а гидроокислы железа оконтуривают их. Иногда встречаются скелетные псевдоморфозы, у которых гидроокислы железа сохраняют контуры и даже реликтовую спайность исчезнувших минералов, а внутренние части представляют собой пустоты. В местах скоплений реликтов темноцветных минералов порода интенсивно пропитана гидроокислами железа.

Реликты породообразующих минералов по степени идиоморфизма располагаются следующим образом (в убывающем порядке): оливин,

/0 vea	
↘	E
0	1
	2
Ç	ð
4	,
ő	a
-	
	_
•	ň
- 2	2
	,
٠	4
3	e
ē	
- 2	á
-	9
٠,	7
ч	3
	-
	4
Z	S
- 3	a
×	3
	2
4	3
7	ζ
- 2	t
9	,
- 5	F
7	ä
2	
=	٦
٥	٥
ā	3
ē	5
-	í,
	-
	_
2	ς
ā	;
ě	ž
-	3
1000	ď
-	-
0	ø
	d
Ě	5
7	5
2	C
	7
•	,
65	E
7	i
	ż
2	q
٠	٥
ā	١
3	ŕ
÷	
2	ż
Xumunorum	É
-	i
	į
٠.	2

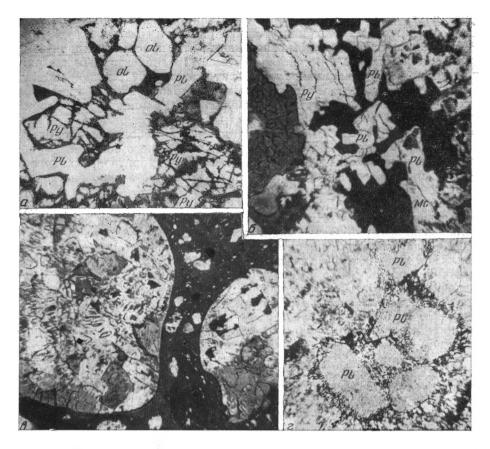
№ образца	SIO	A1 ₂ O ₅	TiOs	80.84	Fe _s O _s	FeO	MnO	CaO	MgO	Na _s O	K40	H _s O	uuu	Сумма
26/24	1 60		,		3			2	8	90		90	6	[7 007
36/3-2	9,6	45,35	1,49	j *	30,40 14,43		0,17	38,5	0,73	9,0	1 1	3,06 9,06	2,83 8,00 8,00	99,4 99,62
B-235/6	1,93		89.0	0,10	8,65	0.21	90.0	0,07	0.11	J	Не обн.	1,24	30,54	99,55
B-241/36	1,07		98,0	0.07	2,46	0,49	0,05	0,07	0,11	Не обн.	A	1,44	32,33	99,65
P-71/27/52	1,85		2,25	0,30	13,93	0,71	0,02	0,28	0,31	0,15	*	1,29	28,59	99,84
И-112/11	0,72		4,48	0,16	21,79	He onp.	0,15	0,28	0.26	0,01	40,0	2,44	22,97	100,52
ന	2,35		2,00	0,34	30,31	2,62	0,14	0,29	78.0	5	5	2,09	16,37	100,13
J.	1,0,		7,00	0.28	39,70	1,15	0,16	0.28	He 06H.	0,01	Не обн.	1,22	18,82	100,31
И-136-4	0,94		2,20	0,19	13,87	0,56	90,0	0,29	0.15	0.01	90.0	2,03	28,91	100,56
III-134/1	1,14		2,93	0,25	32,46	0,65	0,18	1,36	.	0,01	0,02	2,13	20,39	100,48
 	1,98		2,25	0,31	11,44	Не обн. ∣	0,98	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,28	28,29	99,48
Примеча тов.	ание. 06	ние. Образцы 36/3-1, 36/3-2, В-235	, 36/3-2, В-2	15/6, B-241/36,	6, P-71/27/52,	2, И-112/11 ос	бладают ре.	ликтовой сті	руктурой дол	леритов, 3,	5 — песков,	И-136-4 — ту	туфов, Ш-134,	1 — базаль-

плагиоклаз, пироксен, магнетит, что характерно для пород трапповой формации (Заварицкий, 1956). Именно такой порядок идиоморфизма наблюдается в долеритах, широко развитых в районе приустьевой части р. Подкаменной Тунгуски. По данным химических анализов (таблица, обр. 36/3-1 и 36/3-2), качество псевдоморфных бокситов невысокое, что обусловлено значительным содержанием кремнезема.

Аналогичного облика и состава обломок псевдоморфного боксита был обнаружен в нижнем течении р. Сухой Бахты, левого притока р, Бахты. Наряду с гиббситом и гидроокислами железа в породе на отдельных участках отмечены агрегаты мелкочешуйчатого каолинита. Там, где появляется каолинит, реликтовая структура долерита, как правило, исчезает.

Особенно большое количество обломков псевдоморфных бокситов обнаружено на останце Широкие Полканы, в аллювии ручьев и в рыхлых отложениях склонов в пределах плоской поверхности останца. Обломки бокситов обычно покрыты блестящей железистой корочкой, форма их чаще всего полуугловатая, реже полуокатанная. Химическая характеристика их дана в таблице (обр. В-235/6 и В-241/36).

своему строению псевдоморфные бокситы останца траппового плато принципиально не отличаются от вышеописанных бокситов Приенисейской зоны. Основными минералами, по данным рентгеноструктурного анализа, в них являются гиббсит и гетит. Причем помимо плагиоклазов гиббсит нередко замещает пироксены и оливин, и в этом случае кристаллы его более крупные, чем в псевдоморфозах по плагиоклазам. Помимо кристаллического гетита на отдельных участках присутствуют аморфные гидроокислы железа, подчеркивающие реликтовую структуру долерита (фиг. 2, a). За пределами этих участков гиббсит различной степени кристалличности наблюдается в виде сплощной массы. В этих случаях реликтовая структура долеритов улавливается лишь благодаря нали-



Фиг. 2. a — Боксит с реликтовой структурой оливинового долерита. Гиббсит псевдоморфно заместил плагиоклазы (Pl), оливины (Ol), пироксены (Py). Темное — гидроокислы железа. Шлиф, без анализатора, $\times 60$. 6 — Боксит с реликтовой структурой долерита. Псевдоморфозы гиббсита по плагиоклазу (Pl), гетита по пироксену (Py), черное — магнетит (Mt). Шлиф, без анализатора, $\times 60$. e — Боксит с реликтовой структурой окварцованного миндалекаменного базальта. В центре — псевдоморфозы мелкокристаллического кварца по фенокристам плагиоклазов (Pl) и миндалины, выполненные аналогичным кварцем. Шлиф. без анализатора, $\times 60$. e — Структурные $\times 6060$ вины» в боксите, сохранившие структуру долерита. Между ними гидроокислы железа (темное) с мелкими обломками псевдоморфных бокситов и единичными зернами кварца (светлое). Шлиф, с анализатором, $\times 25$

чию крупных образований мегнетита (фиг. 2, б). Являясь ксеноморфным по отношению к плагиоклазам, он зачастую сохраняет их прямоугольные очертания. У магнетита, как правило, не наблюдается следов химического выветривания.

В псевдоморфных бокситах останца Майгунского довольно часто можно наблюдать следы движения алюмогеля. Обычно это отмечается в трещинах, но иногда и просто в массе породы. В последнем случае четкая реликтовая структура долеритов, свойственная описываемым образцам, полностью исчезает.

Неоднократно среди изученных образов встречались бокситы, сформировавшиеся по кварцевым долеритам. В одном из шлифов наблюдался контакт хлоритизированного кварцевого долерита, совершенно не подвергшегося гиббситизации. В кварцевом долерите идиоморфные кристаллы плагиоклазов замещены тонкоагрегатнополяризующим железистым хлоритом, а пироксены — гидрогетитом. Довольно много в породе кварца (около 9%), размер зерен которого от 0,2 до 1,2 мм по длинной оси. Зерна эти резко ксеноморфны и имеют часто единую оптическую

ориентировку на значительных по площади участках шлифа. В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит.

На границе с бокситом можно видеть, что кристаллы хлоритизированных плагиоклазов уже частично замещены гиббситом. То же самое происходит и с зернами кварца. Гиббсит в этом случае развивается как по периферии кварцевого зерна, лишая его первоначальных прямоугольных очертаний, так и по трещинам внутри его. Граница между хлоритизированным долеритом и псевдоморфным бокситом, развитом по нему, очень резкая и четкая. Лишь зерна кварца в небольшом количестве (около 1%) прослеживаются в массе псевдоморфного боксита, но и они полностью исчезают с удалением на 3—5 мм от хлоритизированного долерита. Это свидетельствует о том, что кварц достаточно растворим в период образования гиббсита.

На склоне останца Водурчанского, расположенного в бассейне р. Нидым, левого притока р. Нижней Тунгуски, найден обломок боксита с отчетливой по всему образцу реликтовой структурой долерита. В этом образце и плагиоклазы и пироксены замещены гиббситом, но если в плагиоклазах он мелкокристаллический, то в пироксенах — крупнокристаллический. Иногда можно видеть замещение пироксенов гетитом. Судя по различной кристалличности гиббсита, в породе имеются две генерации этого минерала, причем более крупнокристаллический гиббсит — более поздней генерации и развивается как вторичный по гетиту. Следы замещения гетита гиббситом видны на многих участках. Кроме того, гиббсит заполняет трещины, секущие массу гетита.

В описываемом образце обнаружен тонкоагрегатный кварц, рассеянный в массе мелкокристаллического гиббсита. Несмотря на наличие аутигенного кварца, каолинита в породе не отмечается. При определении на приборе «Боксит» в образце установлено 34% Al_2O_3 (два определения). Содержание свободного глинозема, определенного химическим анализом, равно 33%, т. е. практически почти весь глинозем в породе—свободный. Не совсем обычная ассоциация в описанном боксите (гиббсит и кварц) объясняется, по всей вероятности, необычностью геохимического ландшафта. Тесное переплетение гиббситизации и окремнения в процессе гипергенеза отмечается на границе гумидного и аридного климата тропической зоны (Stephens, 1971). В этом случае продукты выветривания одной геохимической обстановки внедряются в продукты выветривания другой.

Обломки боксита с реликтовой структурой долерита обнаружены и в бассейне р. Котуй. Качество их довольно высокое (см. таблицу, обр. И-112/11). Сложены они гиббситом и гетитом.

БОКСИТЫ С РЕЛИКТОВОЙ ПСАММИТОВОЙ СТРУКТУРОЙ

На останце Майгуннском были встречены обломки бокситов, обладающие реликтовой структурой осадочных пород. Между обломками гиббситизированных долеритов располагается тонкокристаллический гиббсит с тонкодисперсными окислами железа либо колломорфное алюможелезистое вещество с многочисленными мелкими (алевритовой размерности) обломочками агрегатов гиббсита или хлорита. В виде обломков присутствуют также псевдоморфозы гетита и по пироксенам, рудные минералы и кварц. В породе много пустот неправильной формы, края которых обычно инкрустированы гиббситом.

Наличие аутигенных агрегатов гиббсита и алюможелезистого цемента позволяет предполагать, что латеритизировались плохо сортированные пески, состоящие из обломков долеритов и других пород, в том числе содержащих терригенный кварц алевритовой размерности. Химический состав боксита приведен в таблице (см. таблицу, обр. 3).

Примерно такого же типа породы были встречены в виде галек в русловом аллювии бассейна правобережья р. Подкаменной Тунгуски (Черкасов, 1972), а также на останце Широкие Полканы. Обломочная структура в них хорошо видна благодаря тому, что обломки пород и минералов либо имеют по периферии тонкую пленку ферриалюмогеля, либо погружены в него, как в базальный цемент. В некоторых образцах наблюдается слоистость, обусловленная незначительным изменением гранулометрического состава обломочного материала. Между слойками обычно располагаются гидроокислы железа. Помимо гиббсита и гетита в алюможелезистой аморфной массе встречаются зерна кварца и кварцевых мелкозернистых песчаников.

В двух случаях на останце Широкие Полканы встречены обломки бокситов со слабо улавливаемой визуально бобовой структурой. При изучении в шлифе установлено, что порода нацело состоит из овальных и округлых офитовых образований долеритов (см. фиг. 2, г). В зоне дезинтеграции долериты с офитовой структурой распадаются на округлые образования («горошчатая» отдельность), состоящие из ойкокристаллов пироксенов и пойкилитовых вростков плагиоклазов. Структурные «бобовины» разделены колломорфной массой, в которой изредка отмечаются терригенные сильно корродированные окислами железа зерна кварца либо обломки кварцевых пород. Иногда «бобовины» инкрустированы кристаллическим гетитом. Изредка отмечаются агрегаты мелкочешуйчатого хлорита.

В 1971 г. в бассейне р. Аганыли (правый приток р. Котуя) обнаружены многочисленные валуны и обломки бобовых и железистых бокситов, среди которых установлены псевдоморфные бокситы, образовавшиеся по осадочной породе. В этих бокситах основную массу составляет железистоглиноземистое вещество, в котором как бы плавают мелкие (0,1—0,15 мм) обломки гетита (псевдоморфозы по темноцветным компонентам), гиббситовой породы и крупные (0,5—2,0 мм) зерна кварца, в значительной степени корродированные кристаллическим кальцитом. В обломках гиббситовой породы отмечается реликтовая долеритовая структура. Как и в описанных выше случаях, идиоморфные кристаллы плагиоклазов выполнены мелкокристаллическим гиббситом, реже гидроокислами железа. Гидроокислы железа выполняют и промежутки между кристаллами плагиоклазов.

По всей вероятности, порода после своего образования находилась в зоне воздействия карбонатных вод, в результате чего в многочисленных порах образовался аутигенный кальцит. В некоторых образцах отмечаются колломорфные железистые бобовины. Химический состав боксита приведен в таблице (см. таблицу, обр. 5).

БОКСИТЫ С РЕЛИКТОВОЙ СТРУКТУРОЙ ТУФОВ

На останце Майгуннском были обнаружены обломки бокситов с реликтовой структурой пирокластической породы. Терригенный материал, как правило, угловатый, реже полуугловатый, иногда встречаются осколки серповидной и причудливо изогнутой формы. Размер зерен хаотически меняется — от 3,5 до 0,06 мм. Здесь же часто наблюдаются целые кристаллы и обломки кристаллов плагиоклазов, замещенных гиббситом. Пористость породы, как и у всех псевдоморфных бокситов, высокая. Между обломками располагается тонкоагрегатнополяризующая хлоритовая масса.

Бокситы, сформировавшиеся по пепловым туфам, встречены также в бассейне р. Котуй. По своему сложению они либо афанитовые, либо оолито-бобовые, обычно желтого цвета, сложенные ферриалюмогелем. По трещинам и в пустотах — мелкокристаллический гиббсит. Из терригенного материала присутствуют корродированные зерна кварца, пироксен,

железистые обломки. Последние два компонента встречены в центре железистых бобовин. Результаты химического анализа свидетельствуют овысоком качестве бокситов (см. табл., обр. И-136-4).

БОКСИТЫ С РЕЛИКТОВОЙ СТРУКТУРОЙ БАЗАЛЬТОВ

Такого типа бокситы впервые были встречены на останце Широкие Полканы. Основная масса их сложена мелкокристаллическим гиббситом, в котором наблюдаются псевдоморфозы мелкокристаллического кварца по крупным фенокристаллам плагиоклаза. Аналогичного облика кварц выполняет округлые пустоты (см. фиг. 2, в). Довольно часто отдельные мелкие аутигенные зерна кварца располагаются прямо в массе мелкокристаллического гиббсита. Учитывая эти детали, можно предположить, что боксит сформировался по миндалекаменному базальту. Подтверждением этому является также субпараллельная трещиноватость, отражающая, по-видимому, реликтовую текстуру течения эффузивной породы. По трещинам, секущим породу, в том числе секущим и овальные образования, развивается кристаллический гиббсит. Это прямое указание на то, что гиббситизация — более поздний процесс, чем окремнение.

Среди обломков псевдоморфных бокситов Майгуннского останца обнаружен образец, в котором псевдоморффзы мелкокристаллического гиббсита по идиоморфным плагиоклазам как бы погружены в тонкокристаллическую каолинит-гиббситовую основную массу. Последняя содержит в небольшом количестве тонкоагрегатнополяризующий хлорит. Попериферии псевдоморфоз гиббсита по плагиоклазу располагаются гидроокислы железа. Создается впечатление, что структура породы, по которой образовался боксит, была порфировой, а сама порода излившейся (базальт).

Бокситы с реликтовой структурой базальтов, встреченные в бассейнер. Котуй, имеют либо оолито-бобовую, либо афанитовую структуру. Сложены они фериалюмогелем. Кристаллический гиббсит выполняет пустоты, трещины и кристаллы плагиоклазов. Наиболее четко структура базальтов видна в структурных бобовинах. Качество этих бокситов также довольно высокое (см. таблицу, обр. Ш-134/1).

БОКСИТЫ С РЕЛИКТОВОЙ СТРУКТУРОЙ СЛАНЦЕВ

Такого типа породы описаны А. Д. Слукиным на Чадобецком поднятии (1971). Здесь они слагают мелкие холмы, располагающиеся на абсолютных отметках 230—330 мм. Сформировались псевдоморфные бокситы в данном случае по кварцево-слюдяным сланцам семеновской свиты верхнего протерозоя. Судя по данным химического анализа, бокситы высокого качества и маложелезистые.

Макроскопически эти бокситы представляют собой крепкие, но очень пористые, кавернозные породы главным образом буровато-желтого и красновато-бурого цвета с хорошо сохранившейся реликтовой текстурой сланцев. Породообразующие минералы в бокситах — гиббсит, гетит. В качестве акцессорной примеси присутствует рутил.

В таблице, приведенной в начале статьи, сведены данные по химическому составу псевдоморфных бокситов, сформировавшихся по различным породам. Судя по содержанию основных компонентов, качество их высокое и не зависит от того, по каким породам они образовались.

Долериты и базальты по кремневому коэффициенту и модулю щелочного резерва (Лизалек, 1971) относятся к благоприятным для бокситообразования породам. К ним же можно отнести туфы и осадочные породы, поскольку породообразующими компонентами в них являются главным образом обломки минералов тех же долеритов и базальтов. Кварце-

во-слюдяные же сланцы имеют кремниевый коэффициент, равный 4.3. и низкий модуль щелочного резерва — 3,2 (исходные данные А. Д. Слукина, 1973) и поэтому должны быть отнесены к малоблагоприятным для бокситообразования породам. В тоже время качество бокситов, сформировавшихся по ним, очень высокое. Исходя из этого можно предположить, что растворяющая способность щелочных и щелочноземельных элементов выше рассчитанной теоретически.

Изучение вещественного состава псевдоморфных бокситов западной части Сибирской платформы позволило сделать следующие выводы.

- 1. Псевдоморфные бокситы на Сибирской платформе формировались за счет долеритов, осадочных пород, туфов, базальтов и сланцев.
- 2. Основным исходным минералом для образования гиббсита являлся плагиоклаз, но нередко гиббсит развивался по пироксену, оливину, гетиту, хлориту и даже кварцу. Замещение кварца гиббситов подмечено уже давно (Лисицина, 1956), мы лишь хотели подчеркнуть, что этот процесс в основных породах происходит быстро и полно - в пределах зоны шириной в несколько миллиметров. Нередко гиббсит дает несколько генераций, причем некоторые из них являются наиболее поздними в породе, поскольку выполняют трещины, секущие все имеющиеся минералы.
- 3. Гетит развивается по пироксену и оливину либо располагается по периферии плагиоклазов или по трещинам в них, образуя скелетные кристаллы, и тем способствует сохранению реликтовых структур исходных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Беатов В. И., Казаринов В. П. Программа поисков латеритных бокситов в Сибири.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 126. Новосибирск, 1971.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Лизалек Н. А. Классификация пород как субстрата при формировании элювиальных бокситов. В сб.: Проблемы бокситов в Сибири.— Тр. СНИИГГиМС, вып. 121. Новосибирск, 1971.

Лисицина Н. А. О замещении кварца гиббситом.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5. Назаров Б. В., Родин Р. С. Структурные бокситы в подуступье Майгуннского останца (западная окраина Сибирской платформы).— Тр. СНИИГГиМС, вып. 148. Новосибирск, 1972.

Родин Р. С. Новый тип бокситов на юго-западе Сибирской платформы. - Бюл. науч.техн. информации МГ СССР. Сер. региональн. геол. и методика геол. картирова-

ния, 1969, № 2.

Слукин А. Д. Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской плат-

Форме.— Геол. рудн. месторожд., 1971, т. 13, № 2.

Черкасов Г. Н. О находке гальки структурных бокситов в верховьях р. Кулины (бассейн р. Подкаменной Тунгуски).— Тр. СНИИГГиМС, вып. 148, Новосибирск, 1972.

Stephens C. G. Laterite and silcrite in Australia. A stady of genetic relationship of laterite and silcrite and theire companion materials and theire collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent. Goodstreet 1071, v. 5. No. 1 lian continent. Geoderma, 1971, v. 5, No. 1.

-СНИИГГиМС, Новосибирск

Дата поступления 10.VI.76

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 552.142:551.735(736) 571.5

ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

И. И. ГОЛУБЕВА

На основании большого фактического материала установлено зональное распределение легких (полевые шпаты, кварц, обломки пород) и тяжалых (рудные, циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, гранат, ставролит, дистен, эпидот, хлоритоид и др.) минералов, галек и обломков конгломератов верхнепалеозойской угленосной толщи Тунгусской синеклизы. В результате обосновываются источники сноса и предполагаемый состав размываемых пород.

Основой для реконструкции состава пород, слагающих в позднем палеозое области размыва, послужили карты терригенно-минералогических провинций, составленные автором для следующих отрезков времени: горбиячинского (C_2) и катского (C_3), клинтайгинского (P_1^1) и бургу-клинского (P_1^2), типтурского и чапкоктинского (P_2^1), пеляткинского и дегалинского (P_2^2) ¹.

На карту наносили содержания каждого минерального вида, осредненные на конкретный разрез определенного стратиграфического интервала. При этом использовали данные иммерсионного анализа фракции 0,01—0,25 мм. Количественный состав фракций рассчитывался без учета пирита и барита.

Легкая фракция в породах верхнего палеозоя состоит из кварца (15—70%), полевого шпата (15—60%) и обломков пород (10—70%),

в виде единичных зерен встречаются слюда, хлорит, опал 2.

Кварц в основном встречается в виде изометрических зерен разной степени окатанности; хорошо окатанные зерна довольно редки. Зерна кварца бесцветны, в большинстве своем покрыты бурой пленкой гидроокислов железа. Наряду с ними встречаются корродированные и регенерационные зерна с волнистым угасанием. В угленосной толще кварц встречается во всех типах пород. Ареалы наибольшей концентрации его (>50%) отмечаются вдоль западных и восточных бортов синеклизы, а также по южному обрамлению Анабарского массива (фиг. 1).

Полевые шпаты, как и кварц, присутствуют почти во всех типах и разновидностях песчано-алевритовых пород. В некоторых разностях песчаников полевые шпаты преобладают над кварцем, в других — присутствуют с ним в равных количествах. Полевые шпаты представлены ортоклазом, микроклином и плагиоклазами. Из-за недостатка материала распределение полевых шпатов по площади бессейнов дается в целом, без указания их минералогических разновидностей. Распределение полевых шпатов на территории синеклизы неравномерно. Наибольшее количество (>50%) отмечается в юго-восточной и восточной части сине-

² Минералогическое описание произведено во ВНИГРИ З. И. Ипатовой.

¹ Стратиграфическая разбивка верхнепалеозойских отложений дается по схеме И. И. Голубевой (Голубева, 1975_а).

клизы, а также в южном обрамлении Анабарского массива. В других частях рассматриваемой территории намечаются разрозненные и сравнительно небольшие участки развития пород с повышенной концентрацией полевых шпатов.

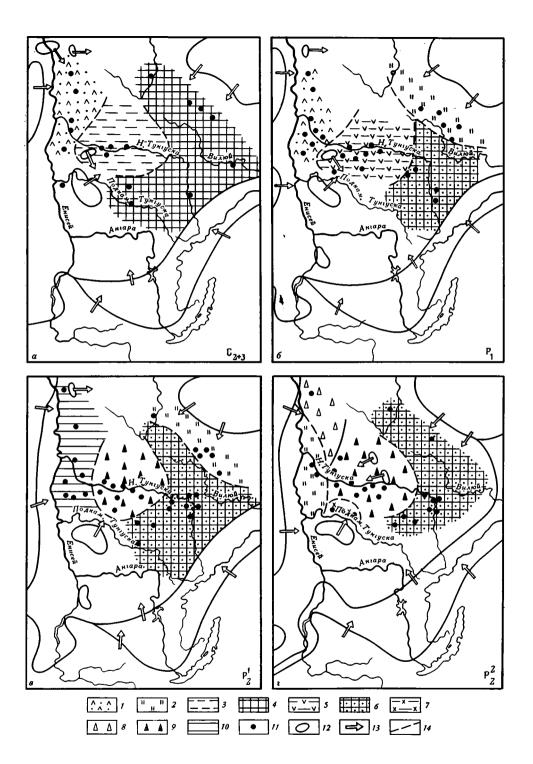
Обломки пород представлены кремнистыми разностями, кварцитовидными порфироидами, слюдисто-кварцевыми, кремнисто-слюдистыми и серицито-хлоритовыми сланцами; встречаются также обломки осадочных пород — алевролитов, аргиллитов, песчаников и углей.

В пределах Тунгусской синеклизы распределение обломков пород и состав их в разных районах неодинаковы. В западных и центральных частях в средне-верхнекаменноугольных отложениях (см. фиг. 1, а) преобладают обломки кремнистых и кварцитовидных пород, а также порфироидов. На востоке наряду с ними в большом количестве отмеча-Для нижнепермских метаморфические породы. отложений (см. фиг. 1, б) четко намечается дифференциация участков по составу и количеству обломков пород. В юго-восточной части бассейна широко распространены обломки кремнистых пород, эффузивов и метаморфических сланцев. В центральной — преобладают кремнистые и эффузивные породы с примесью обломков осадочных пород. На западе синеклизы доля обломков порфироидов и кремнистых пород резко уменьшается и, как правило, составляет менее 10%. В верхнепермских отложениях (см. фиг. 1, в, г) в центральных частях синеклизы отмечается высокая концентрация (свыше 50%) обломков осадочных пород (алевролитов, аргиллитов, углей). Наряду с ними в подчиненном количестве (10-15%) встречаются обломки кремнистых, эффузивных и метаморфических пород. В юго-восточной части бассейна характерно преобладание обломков кремнистых, эффузивных и метаморфических пород. Наличие значительного количества обломков пород (исключая метаморфические) в отложениях верхней перми отмечается также вдоль западного борта синеклизы.

Терригенная часть тяжелой фракции представлена следующими устойчивыми минералами: ильменитом, магнетитом, лейкоксеном, цирконом, рутилом, сфеном, анатазом, титанистыми, ближе неопределимыми, минералами, гранатом, турмалином. В подчиненном количестве присутствуют неустойчивые минералы: дистен, ставролит, эпидот, амфибол, пироксен, хлоритоиды.

Минералогические ассоциации тяжелой фракции образуют три терригенно-минералогические зоны: Западную, Центральную и Восточную (фиг. 2), каждая из которых включает в себя однотипные или близкие терригенно-минералогические провинции. К Западной относится правобережье р. Енисей, охватывающее низовья рек Нижней Тунгуски, Курейки, Горбиячина, нижнее и среднее течение р. Бахты. К Восточной — бассейны верхнего течения рек Вилюя, Нижней и Подкаменной Тунгусок, Чуни, среднее течение р. Ангары; Центральная зона включает в себя бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски, нижнее и среднее течение р. Чуни. По всему изученному разрезу в тяжелой фракции песчаников и алевролитов Западной зоны устанавливаются циркон, черные рудные (ильменит и магнетит), лейкоксен, рутил, титанистый, ближе неопределимый, минерал, турмалин, пироксен. В Восточной зоне тяжелая фракция песчаников и алевролитов характеризуется большим разнообразием минералов. Наиболее характерны среди них — ставролит, дистен, гранат, черные рудные минералы, роговая обманка, эпидот и хлоритоид. Наряду с ними в подчиненном количестве (до 10—15%) отмечаются лейкосен, циркон и титанистый, ближе неопределимый, минерал.

В Центральной зоне минералогический состав тяжелой фракции представлен рудными, цирконом, рутилом, титанистыми минералами, а также гранатом, хотя его содержание здесь по сравнению с Восточной зоной значительно меньше.



Фиг. 1. Терригенно-минералогические провинции позднего палеозоя Тунгусской синеклизы по легкой фракции

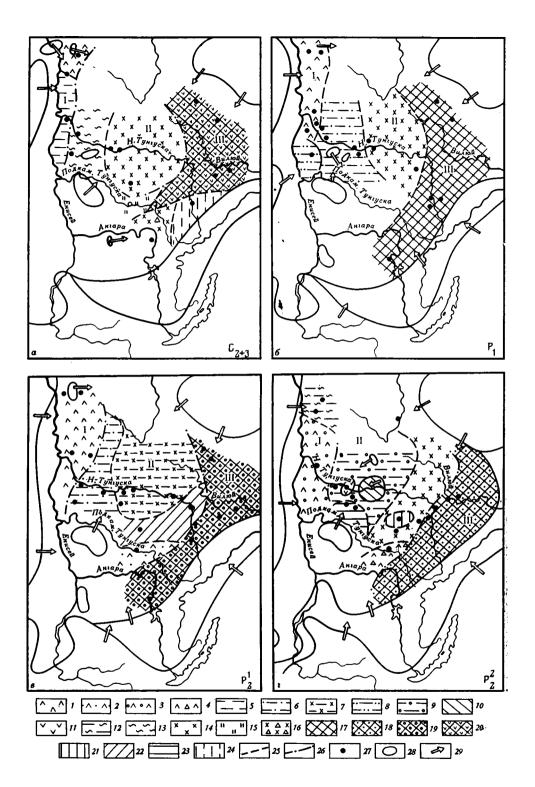
1 — полевошпатово-кварцевая с обломками кремнистых и эффузивных пород; 2 — полевошпатово-кварцевая с обломками кремнистых пород и халцедона; 3 — полевошпатово-кварцевые граувакки и граувакковые аркозы с обломками кремнистых, глинистокремнистых, слюдистых сланцев и эффузивных пород; 4 — полевошпатово-кварцевая и граувакково-аркозовая с обломками кварцитов, халцедона, кремнистых и метаморфических пород; 5 — полевошпатово-кварцевые граувакки и граувакковые аркозы с обломками кремнистых, эффузивных и осадочных пород; 6 — граувакковые аркозы с преобладанием обломков кремнистых, эффузивных и метаморфических пород; 7 — полевошпатово-кварцевые граувакки с обломками кварцитов, кремнистых и метаморфических пород; 8 — граувакковая с обломками осадочных эффузивных и метаморфических пород; 9 — граувакковая с преобладанием обломков осадочных пород; 10 — полевошпатово-кварцево-граувакковая с обломками кремнистых пород и эффузивов; 11 — точки исследования; 12 — контуры областей размывов; 13 — направление сноса; 14 — границы провинций

Учитывая вышесказанное, можно считать, что, во-первых, источники сноса для Восточной зоны располагались вблизи области осадконакопления; об этом свидетельствует наличие неустойчивых минералов (дистен, ставролит, эпидот, роговая обманка, хлоритоид). Во-вторых, можно полагать, что в области питания Восточной зоны широко распространялись гранитоиды, эффузивы основного и кислого состава и разнообразные метаморфические породы. Указанный комплекс пород позволяет предполагать, что область сноса находилась в пределах Байкало-Патомской складчатой области.

Резкое преобладание в Западной и Центральной зоне устойчивых минералов (циркон, турмалин, рутил, лейкоксен и титанистый, ближе неопределимый, минерал) свидетельствует о широком развитии в областях сноса осадочных пород. Своеобразием Западной зоны является значительное количество пироксенов, что в свою очередь свидетельствует о близости областей сноса и, возможно, о наличии в них основных изверженных пород. Такими областями сноса на западе Сибирской платформы, вероятно, являлись поднятия Западной Сибири, впоследствии опущенные и погребенные.

Таким образом, характер распределения минералов в верхнепалеозойской толще Тунгусской синеклизы позволяет предполагать две области сноса: возвышенности Западной Сибири и Байкало-Патомского нагорья. По минералогическим особенностям Центральная зена несет в себе черты влияния как западной, так и восточной областей питания. Влияние западной области сноса подчеркивается широким распространением циркона, рутила, титанистых минералов, а восточной — наличием граната. Наряду с этим необходимо отметить, что в формировании обломочных пород Центральной зоны существенную роль играли местные области сноса. Об этом свидетельствует обилие галек осадочных угленосных пород, на долю которых приходится более 50% общего числа обломков пород. Также значительное влияние на формирование осадков Центральной зоны оказывало Вельминское поднятие (Голубева, 19756), около которого отмечается широкий ареал сфена. Однако на основании этого судить о составе размывавшейся суши затруднительно, так как сфен — довольно распространенный минерал: он отмечается в интрузиях различного состава, встречается в метаморфических породах, а также в эффузивах.

Указанные закономерности по особенностям строения и расположения источников сноса наиболее четко выявляются при сравнении минералогического состава песчаников и алевролитов по широтному профилю Тунгусской синеклизы, составленному автором на основании изучения 25 разрезов. При рассмотрении профиля отчетливо устанавливается различие минералогических ассоциаций в отложениях западных и восточных бортов синеклизы. В западных разрезах по долинам рек Пелятки



Фиг. 2. Терригенно-минералогические провинции позднего палеозоя Тунгусской синеклизы по тяжелой фракции

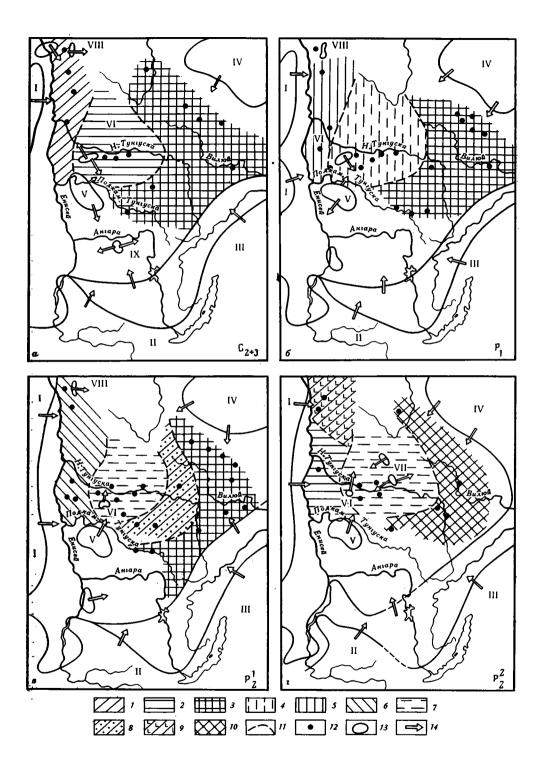
1— турмалин-рудно-циркон-пироксеновая; 2— рудно-циркон-гранат-пироксеновая; 3— рудно-рутил-цирконовая с пироксеном; 4— рудно-гранат-пироксеновая; 5— турмалин-рутил-цирконовая; 6— рудно-рутил-цирконовая; 7— рудно-гранат-цирконовая; 8— рудно-турмалин-анатаз-гранат-цирконовая; 9— рутил-гранат-рудно-цирконовая; 10— пироксен-амфибол-эпидот-рудно-цирконовая; 11— пироксен-амфибол-эпидот-рудно-цирконовая; 12— рудно-турмалин-апатит-цирконовая с пироксеном; 13— турмалин-цирконорутиловая; 14— рудно-циркон-гранатовая; 15— циркон-турмалин-рудно-пироксен-гранатовая; 16— турмалин-эпидот-рудно-гранатовая; 17— ставролит-дистен-рудно-гранатовая; 18— ставролит-дистен-пироксен-рудно-гранатовая; 20— ставролит-дистен-пироксен-рудно-гранатовая; 21— турмалин-пироксен-циркон-гранат-рудно-эпидотовая; 22— рудно-циркон-гранат-эпидотовая; 23— циркон-рудно-сфеновая; 24— турмалин-гранат-сфен-рудная; 25— границы провинций и подпровинций; 26— границы зон; 27— точки исследования; 28— контуры областей размывов; 29— направление сноса. Зоны: 1— Западная, III— Центральная, III— Восточная

и Летней в разрезе «Шёк» на р. Нижней Тунгуске и Большепорожской скважины тяжелая фракция характеризуется однообразным комплексом устойчивых минералов: черными рудными (ильменитом и магнетитом), цирконом, лейкоксеном, турмалином и титанистыми, ближе неопределимыми, минералами. Максимальное содержание черных рудных минералов в тяжелой фракции достигает 75% в отложениях Большепорожского разреза. В ряде разрезов западной части синеклизы преобладает циркон (до 85% в тяжелой фракции), иногда лейкоксен (до 70%) и ближе неопределимый титанистый минерал (до 70%) при содержании рутила и турмалина до 7%. Наряду с этим в кластогенных отложениях западной краевой части синеклизы (разрезы «Щёк», р. Пелятки) отмечаются пироксен (до 80%) и эпидот (2,5%). В песчаниках и алевролитах рассмотренных разрезов отсутствуют гранат, дистен, ставролит и хлоритоид. При переходе к центральной части синеклизы, начиная со скв. 36-29 (р. Нижняя Тунгуска, выше устья р. Учами), в минералогических комплексах угленосных отложений появляется гранат (10-15% в среднем).

В восточной части синеклизы, в верховьях р. Нижней Тунгуски и Вилюя (Мало-Ботуобинский разрез) комплекс минералов более разнообразен. Наиболее характерны гранат, эпидот, черные рудные минералы, ставролит, дистен, роговая обманка и хлоритоид. Реже (до 10—15%) встречаются лейкоксен, циркон и титанистые, ближе неопределимые, минералы. В песчаниках и алевродитах некоторых разрезов восточной окраины синеклизы присутствует сфен (свыше 70%). В отложениях восточного борта синеклизы максимальное содержание граната составляет 74%, эпидота — до 70%, ставролита и дистена — до 25%, хлоритоида — до 1,5—2%.

Таким образом, в результате минералогического изучения песчаников и алевролитов по профилю р. Нижней Тунгуски (от р. Летней до верховьев Вилюя) наметились два источника сноса: западный и восточный, которые существовали, вероятно, на протяжении всего времени накопления угленосной толщи. Кроме того, полученные данные указывают на то, что в связи с наличием нескольких областей питания минералогические комплексы угленосной толщи нельзя использовать для целей корреляции удаленных разрезов.

Анализ распределения галечного материала по площади Тунгусской синеклизы (фиг. 3), а также замеры косой слоистости подтверждают выводы о распределении и составе областей питания. Так, в юго-восточной окраине синеклизы отмечаются прослои и линзы конгломератов мощностью более 5 м, размер галек составляет 2—10 см, реже — 20 см. Галька преимущественно хорошо окатана. В составе галечного материала определены кварциты, кремнистые породы, эффузивные породы кислого и среднего состава и их туфы, гранитоиды, кварцитовидные песчаники.



Фиг. 3. Петрографическая зональность Тунгусской синеклизы в позднем палеозое по крупнообломочным компонентам конгломератов

1 — гальки карбонатных кремнистых и кварцевых пород;
 2 — гальки и обломки алевролитов, аргиллитов, кварцевых, кремнистых пород;
 3 — гальки кислых изверженных иметаморфических пород (гнейсов, серицито-хлоритовых сланцев), кварца, кремнистых и кварцитовидных пород;
 4 — гальки кварца, кремнистых, карбонатных пород, алевролитов, аргиллитов, сидеритов;
 5 — гальки кварца, кварцитов, кремнистых, карбонатных пород, алевролитов, аргиллитов, песчаников;
 6 — гальки кварца, кварцитов, кремнистых, карбонатных пород, алевролитов, аргиллитов, углей и песчаников;
 8 — гальки эффузивных (кислых и средних), кварца, кварцитов, алевролитов, песчаников;
 9 — гальки кварца, кварцитов, карбонатных и основных эффузивных пород;
 10 — гальки кварца, кварцитов, кремнистых, метаморфических пород, кислых, средних и основных изверженных пород;
 11 — границы зон;
 12 — точки исследования;
 13 — контуры областей размыва;
 14 — направление сноса. Области размыва:
 1 — Западно-Сибирская,
 11 — Алтае-Саянская,
 11 — Байкало-Патомская,
 11 — Карабульская

гнейсы, кварц, роговики — породы размывавшегося Байкало-Патомского складчатого сооружения.

В южном обрамлении Анабарского массива в составе галечного материала встречены кварциты, метаморфические породы, кислые эффузивные и интрузивные породы, кремнистые породы, что позволяет предполагать возможность размыва магматических и метаморфических пород, которые, вероятно, выходили на поверхность в виде небольших «окон», тогда как большая часть Анабарского массива скорее всего была перекрыта осадочными породами.

Таблица 1 Состав обломочного материала в породах верхнепалеозойской угленосной толщи Тун гусской синеклизы (западная зона)

		основные компоне	енты легкой фракции	
Возраст	основные минералы тяжелой фракции	полевой шпат, кварц	обломки пород	состав галек
Дегалинское α пеляткинское время, α	Рудные от 5 до 15% Титанистые до 30% Циркон до 20% Пироксен до 5%	Полевой шпат от 10 до 45% Кварц от 50 до 85%	Кремнистые породы до 10%	Гальки осадочных пород, кварца, кварцитов
ψ апкоктинское и типтурское	Пироксен от 15 до 65% Турмалин до 5% Рудные до 15% Циркон от 5 до 25% Рутил от 10 до 15%	от 15 до 60% Кварц от 30 до 70%		Гальки кварца, кварцитов, кремнистых, карбонатных и осадочных угленосных пород
Бургуклинское и клинтайгинс- кое время, Р ₁	Циркон от 10 до 40% Рудные от 10 до 25% Турмалин до 7% Пироксен до 30% Титанистые до 30%	Полевой шпат от 15 до 50% Кварц от 25 до 50%		Гальки кварца, кварцитов, кар- бонатных и оса- дочных пород
Катское и горбиячинское врсмя, С ₂₊₃	Циркон от 10 до 25% Рутил от 10 до 20% Турмалин от 5 до 7% Титанистые от 10 до 40%	от 25 до 35%		

		основные компон	енты легкой фракции	
Возраст	основные минералы тяжелой фракции	полевой шпат, кварц	обломки пород	состав галек
Дегалинское и пеляткинское время, P_2^2	Рудные от 10 до 35% Циркон от 10 до 30% Турмалин от 5 до 15% Гранат от 5 до 7% Рутил от 5 до 15% Амфибол от 3 до 5%	Полевой шпэт от 10 до 25% Кварц от 25 до 60%	До 75%, из них 50% осадочные, угленосные породы, 25% — кремнистые, эффузивные	Гальки осадочных угленосных пород
Чапкоктинское и типтурское время, Р ¹	Рудные ст 10 до 20% Гранат от 3 до 15% Циркон от 10 до 30% Титанистые от 5 до 15%	Полевой шпат от 5 до 25% Кварц от 15 до 25%	До 60—70% преобладают обломки осадочных угленосных пород, меньшее количество кремнистых, метаморфических, эффузивных пород	Преобладают галь- ки осадочных угленосных по- род, встречены гальки кварца
Бургуклинское и клиптайгинское время, Р ₁	Гранат от 5 до 25% Рудные от 10 до 25% Циркон от 10 до 30% Титанистые от 10 до 15% Рутил от 10 до 25%	Полевой шпат от 15 до 25% Кварц от 15 до 40%	До 55% кремнистых, эффузивных и осадочных угленосных порсд	Гальки осадочных угленосных пород (преобладают), кварца, кварцитов, кремнистых пород
Катское и горбиячинс- кое время, С2+3	Гранат от 20 до 25% Титанистые до 50% Циркон от 10 до 15% Рудные от 7 до 10%		До 25% кремнистые, глинистокремнистые, слюдистые, слюдистые сланцы, эффузивы и осадочные породы	Гальки осадочных пород, кварцитов, кварца, кремнистых пород

Состав галек в западной части платформы отличается однообразием. Здесь в основном отмечаются: кварц, кварциты, песчаники, алевролиты и карбонатные породы.

Основные результаты исследования состава обломочного материала пород верхнепалеозойской угленосной толщи Тунгусской синеклизы отражены в таблицах 1—3. Из них видна четкая зональность в распределении минералов и галек конгломератов в породах верхнего палеозоя на общирной территории синеклизы. Каждая из зон отличается определенной минералого-терригенной ассоциацией.

Выводы. Изучение состава терригенных минералов, а также галек конгломератов, характер их распределения по площади синеклизы позволяет говорить о существовании нескольких областей сноса, устойчиво существовавших на протяжении всего позднего палеозоя. Основными источниками сноса были: на юго-востоке — Байкало-Патомское нагорье, на западе — возвышенности на востоке Западной Сибири, на северо-востоке — Анабарский массив, который играл относительно незначительную роль в питании бассейна. Что касается современного Енисейского кряжа, то в течение позднего палеозоя он, вероятно, не был областью питания, а испытывал тенденцию к опусканию, о чем свидетельствуют

Состав обломочного материала в породах верхнепалеозойской угленосной толщи Тунгусской синеклизы (Восточная зона)

	основные минералы	основные компон	енты легкой фракции	
Возраст	тяжелой фракции	полевой шпат, кварц	обломки пород	состав галек
Дегалинское и пеляткинское время, Р ²	Гранат до 50% Рудные до 25% Эпидот до 30% Циркон до 15%	Полевой шпат от 15 до 60% Кварц от 30 до 50%	Кремнистые, эффузивные и метаморфические породы до 20%	
Ψ апкоктинское и типтурское время, P_2	Гранат от 30 до 70% Эпидот от 5 до 50% Рудные от 15 до 40% Дистен и ставролит от 5 до 15% Пироксен от 2 до 10%	от 15 до 70% Кварц от 25 до 60%	Кремнистые, эффузивные и метаморфические породы до 25%	
Бургуклинское и клинтайгинс- кое время, Р ₁	Гранат от 15 до 40% Рулные от 5 до 50% Дистен и ставролит от 7 до 15% Эпидот от 5 до 7% Циркон от 5 до 8%	60%	Кремнистые, эффузивные и метаморфические породы до 20%	
K атское и горбиячинское время, C_{2+3}	Рудные до 55%	Полевой шпат от 40 до 55% Кварц от 30 до 45%	Кремнистые, квар- цитовые, мета- морфические по- роды до 20%	Гальки кварца, кварцитов, кремнистых, метаморфических, эффузивов и кислых изверженных пород

обнаруженные в его пределах останцы верхнепалеозойских осадков. Наряду с обрамлениями синеклизы временные источники сноса существовали и внутри бассейна— Суриндаканское, Вельминское, Вивинское, Карабульское и другие поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

Голубева И. И. Особенности строения верхнепалеозойских отложений Тунгусской синеклизы. — Тр. ВНИГРИ, 1975_a , вып. 373. Голубева И. И. К палеотектонике Сибирской платформы в поэднем палеозое. — Тр. ВНИГРИ, 19756, вып. 373.

ВНИГРИ, Ленинград Дата поступления 29.X.1976

ЛИТОЛОГИЯ ИПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 553.1

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭЛЕКТРОННОЙ ПЕТРОГРАФИИ (Общие положения, методические подходы)

Г. С. ГРИЦАЕНКО, В. Е. СОНЮШКИН, М. И. ИЛЬИН, В. В. ЕРМИЛОВ, О. И. ЛУНЕВА

В работе обсуждаются общие вопросы электронной петрографии и рассматривается опыт применения комплекса методов электронной микроскопии (просвечивающей, растровой, электронного микрозондирования), а также ряда подсобных методик (катодолюминесценции, ионного и химического травления) к исследованию осадочно метаморфических пород (на примере докембрийских кварцитов). Показано, что этим путем могут быть получены новые данные как для отдельных минералов (степень однородности, дефектность, элементный состав микрозерен, их кристаллографическая ориентировка, тонкая внутренняя морфология), так и для породы в целом (микроструктуры и микротекстуры). Предлагаемые методические подходы могут быть использованы для ЭМ-исследования любых осадочно-метаморфических пород.

общие положения

Современное состояние наук о Земле и других телах космического пространства, в основе которых лежит изучение минералов, их свойств и процессов образования (минералогия, петрография, литология и др.), характеризуется тем, что они все в большой степени опираются на данные точных методов, среди которых одно из важных мест занимает электронная микроскопия (ЭМ).

В отличие от ряда других отраслей знания, таких, например, как материаловедение и физика твердого тела, где ЭМ уже давно заняла положение ведущего метода, в геологических науках она далеко не сразу завоевала прочные позиции. Длительное время ЭМ использовалась только для изучения на просвет суспензий тонкодисперсных минеральных образований (глинистых минералов и фракций менее 1 мк). По мере развития методик препарирования (реплики со сколов минералов и их агрегатов) круг объектов исследования расширился за счет «непрозрачных» для электронного пучка образцов, к числу которых относятся и горные породы. Так, с помощью реплик в стекловатых породах липаритового состава, протравленных плавиковой кислотой, в оптически изотропной массе стекла были выявлены сферолиты, количество которых увеличивалось по мере продвижения от верхних частей в глубь потока. Данные ЭМ позволили сделать вывод о ликвационной природе сферолитов и показать, что поскольку стекла образуются при сильном переохлаждении изливающейся массы, особенности их строения фиксируют стадии эволюции расплава в моменты резкой смены условий (Митрейкина, 1969).

Методом прицельных реплик с протравленных сколов была установлена отчетливая гетерогенность в оптически однородных полосчатых обсидианах (Наседкин, Фролова, 1975). Особенности микростроения темных и светлых полос хорошо увязываются с результатами обжига обсидиана, показавшими, что вспучиванию подвергается стекло темных

полос, содержащее включения кристаллитов. Успешным оказался и опыт применения метода реплик к исследованию кремнистых пород (Хворова, Дмитрик, 1972): выделены типы микроструктур и намечен ряд их переходов, отражающих основную линию развития кремнистого вещества (от глобулярного до хорошо раскристаллизованного), уточнены и дополнены существующие представления о механизме превращения опала кремневых скелетов в кварц, четко выявлены отличия между микроструктурой фтанитов и яшм, сделан вывод о том, что микроструктура кремнистых пород может быть использована как дополнительный классификационный признак.

Приведенные примеры показывают, что хотя метод реплик позволяет получать только микроморфологические данные, но при хорошем знании объектов, их продуманном с геологических позиций подборе и предварительном исследовании традиционными методами он может дать ценную информацию.

На более высокую ступень поднялась электронная микроскопия горных пород в связи с изучением Луны, породившим новую ветвь ЭМ — электронную петрографию.

Как и классическая петрография, электронная начала свой путь с исследования породообразующих минералов. Необходимость получения максимальной информации при минимальной затрате лунного вещества потребовала новых методических поисков, в результате которых появилась четко отработанная схема исследования, представляющая интерес для изучения любых пород, а не только лунных. Суть этой схемы заключается в следующем (Radcliffe et al., 1970). Сначала просматриваются обычные петрографические шлифы, на уровне световой оптики идентифицируются минералы и их соотношения, выявляются следы деформации, зональность и др. Затем наиболее интересные области вырезаются с помощью ультразвука в виде дисков (\emptyset 3 мм) так, чтобы подлежащий детальному изучению участок оказался в центре диска, послечего последние утоняются на высоковакуумной установке с помощью двустороннего воздействия ионным пучком аргона. Конечная толщина препарата может быть разной в зависимости от ускоряющего напряжения прибора, в котором ведутся исследования: для мегавольтных ЭМ она около 1 мкм, для 100 кв — значительно меньше. Предварительная отработка методики велась на земных образцах, причем для этой цели подбирались породы, наиболее близкие лунным: базальты, пироксениты и анортозиты Гавайи, диабазы Мичигана и Миннесоты; показано, оптимально наблюдение в высоковольтном электронном (ВВЭМ) при 800 кв. Для лучшей сопоставимости результатов световой и электронной микроскопии производилось фотографирование исследуемых участков до и после утонения, что позволило делать «карту» всегообразца и повышало корректность выходных данных. Видимых радиационных повреждений при такой схеме исследования не обнаружено ни в одном минерале, за исключением кварца.

Электронная петрография идет вперед быстрыми шагами. Это легко **увидеть хотя бы при ознакомлении с докладами на** минералогических секциях двух последних международных конгрессов по электронной микроскопии (Microscopie electronique, 1970; Electron microscopie, 1974): если шесть лет назад доклады по породообразующим минералам были «экзотическими», посвященными главным образом Луне, то на последнем конгрессе они составляли главную часть заслушанных на секции сообщений и относились преимущественно к земным объектам. Детально изучаются многие минералы (кварц, оливин, пироксены, амфиболы. полевые шпаты и др.) из пород разных регионов. Четко обозначился и круг рассматриваемых вопросов: степень однородности и состав неоднородных минералов, доменное строение, дислокационные субструктуры, деформации (стрессовые и ударные), полиморфизм, явления порядка-беспорядка и др. Следует особо отметить, что природные минералы изучаются в сравнении с синтетическими, а динамика изменения тех и других прослеживается в экспериментальных условиях. Это позволяет подходить к оценке влияния параметров того или иного процесса (температуры, давления, скорости остывания и др.) на особенности минералов, выявляемые методами электронной микроскопии.

Хочется обратить внимание на работу по ЭМ-исследованию ионноутоненных препаратов кварца из тектонически деформированных кварцитов (White, Treagus, 1975). Были выявлены дислокационные субструктуры отдельных кварцевых зерен, установлена их связь с оптически наблюдаемыми особенностями кварца (волнистым угасанием, деформационными лентами и пластинками), высказано предположение о возможном использовании дислокационных субструктур для раскрытия механизмов деформации. Судя по этой работе, возникает принципиальная возможность сопоставления дислокационного строения с условиями, в которых протекало метаморфическое преобразование пород.

При всей эффективности новых методических подходов, отработанных для электронной петрографии, они не всегда могут быть реализованы на практике из-за больших экспериментальных затрат и потребности в специальном дорогостоящем оборудовании. Поэтому вполне естественны поиски других, более доступных путей для применения ЭМ к исследованию горных пород на тех приборах, которыми располагают соответственные ячейки геологических учреждений (просвечивающие электронные микроскопы обычных ускоряющих напряжений (ПЭМ), растровые электронные микроскопы (РЭМ), электронные микроанализаторы (МА), серийная подсобная аппаратура).

В отечественных работах по электронной петрографии наметилось два направления: морфологическое и диагностическое. К первому относятся указанные выше работы по изучению микроструктур пород с помощью реплик; ко второму — изучение породообразующих минералов и горных пород в ультратонких срезах методами дифракционного контраста и микродифракции (ПЭМ) и комплексное применение ПЭМ, РЭМ с микроанализом и электронного микрозондирования.

В результате ЭМ-исследования ультратонких срезов клинопироксенов из реголита, доставленного автоматическими станциями «Луна-16» и «Луна-20» (Хисина, Дубинчук, 1976; Хисина, Макаров, 1977), были установлены структуры распада твердых растворов ряда авгит — пижонит в ориентации (001) с размерами фаз от 300 до 1000 Å, что свидетельствует о быстром посткристаллизационном остывании этих минералов и указывает на их принадлежность к лунным эффузивам. Метод весьма перспективен для изучения термической истории важнейших групп породообразующих минералов, таких, как полевые шпаты, пироксены, амфиболы.

Эффективность комплексного применения методов ЭМ уже была показана на примере изучения некоторых докембрийских пород (Грицаенко и др., 1973; Сидоренко и др., 1975). В числе этих пород исследовались кварциты из метаморфических комплексов курской серии нижнего
протерозоя КМА. Прямым путем (РЭМ с микроанализом) в тонкозернистом цементе кварцитов были диагностированы микрозерна кластогенных минералов (циркон, монацит, апатит, рудные и др.) и новообразования, представленные кварцем, слоистыми силикатами, гематитом, пиритом, минералами группы рутила и др. Получены морфологические
и химические характеристики выявленных минералов и, в частности,
показано, что новообразованные минералы цемента, в отличие от обломочных, обнаруживают четкую кристаллографическую огранку.

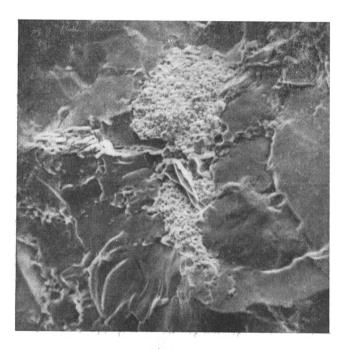
Однако на том этапе исследований остались вне рассмотрения некоторые важные вопросы, такие, например, как установление кристаллографической ориентировки зерен, изучаемых в электронном микроскопе,

выявление тонкой внутренней неоднородности микроиндивидов, реальное строение кварца и ряд других. Перечисленный круг вопросов обсуждается в настоящей статье на основе опыта применения комплекса методов ЭМ (ПЭМ, РЭМ и электронного микрозондирования), а также ряда подсобных методик (катодолюминесценции, ионного и химического травления) к изучению осадочно-метаморфических пород (на примере кварцитов).

Методические подходы, отработанные для кварцитов, могут быть использованы для исследования любых существенно кварцевых и кварцсодержащих пород и с этой точки зрения представляют общий интерес для электронной петрографии и литологии.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

При комплексном использовании ЭМ-методов доля участия каждого из них определяется спецификой образца, задачами исследования и эффективностью конкретного метода в получении наиболее четкого ответа на поставленные вопросы.



Фиг. 1. Общий вид поверхности скола кварцита (КМА). Изображение во вторичных электронах (РЭМ), ×200

Общее представление о породе дает изучение ее свежих сколов РЭМ (фиг. 1). При этом даже при самых малых увеличениях, сопоставимых со светооптическими, благодаря электронно-микроскопическому разрешению (200—100 Å и лучше) удается наблюдать детали, не выявляемые в оптических приборах. Плавное возрастание увеличений в РЭМ позволяет подобрать оптимальные режимы наблюдения, при которых не только хорошо видны морфологические особенности зерен того или иного минерала, входящего в состав породы, но может быть проведен и их микроанализ. Поскольку поверхность раскола даже у минералов с самой идеальной спайностью шероховата, а количественный микроанализ требует исключения влияния микрорельефа, вносящего существенные ошибки, то при изучении сколов приходится ограничиваться

качественными определениями элементного состава. И хотя предложены специальные приемы количественного микроанализа в РЭМ, заключающиеся в том, что с помощью стереотехники (в пределах ее точности) производится ориентировка локальных микроучастков поверхности скола до их параллельности эталону и сравниваются интенсивности выхода рентгеновского излучения от объекта и эталона (Bomback, 1973), для получения количественных данных следует использовать полированные поверхности (Yakowitz, 1974), как это делается в электронных зондах.

Растровый электронный микроскоп и микрозонд могут быть совмещены в одном приборе, а могут быть представлены и разными — специализированными моделями. В последнем случае необходимо учитывать, что приборы обладают неодинаковыми параметрами и имеют различное назначение. РЭМ прежде всего предназначен для прямого наблюдения образцов при высоком разрешении, сопоставимом с разрешением реплик в ПЭМ. Интенсивность электронного пучка в РЭМ значительно ниже, чем в микроанализаторах, а малый угол выхода рентгеновского излучения и несовершенство коллекторной системы РЭМ приводят к значительным потерям характеристического рентгеновского излучения. Все это снижает чувствительность микроанализа в РЭМ, вследствие чего некоторые элементы могут оставаться неустановленными. Поэтому для прецизионного количественного анализа минералов лучше использовать электронный зонд (Мид. 1974), а в РЭМ проводить микроанализ на сколах в диагностических целях. При этом сохраняется основное преимущество РЭМ — возможность одновременного наблюдения морфологических особенностей естественных поверхностей минералов (роста, растворения, деформации и т. д.) и определения элементного состава тех же **участков**.

Важной задачей при исследовании горных пород является установление кристаллографической ориентировки и реального строения микрозерен, наблюдаемых в электронном микроскопе. В отличие от ограненных монокристаллов, где такую ориентировку установить легко, на сколах и срезах, вскрывающих минеральные индивиды в случайной ориентации, сделать это совсем не просто. Вместе с тем без знания кристаллографической ориентации невозможно корректно интерпретировать получаемые с помощью ЭМ результаты. Это вытекает из следующих важных положений: характерной особенностью индивида кристаллографическую огранку или просто отделенного от соседей поверхностью соприкосновения) является его неоднородность, обусловленная законом секториальности (пирамиды нарастания граней, поверхности нарастания ребер, линии нарастания вершин); свойства и реальное строение кристалла, одинаковые для одной пирамиды роста, могут значительно отличаться друг от друга для разных пирамид (Шубников, 1936, 1972; Леммлейн, 1948, 1973; Григорьев, 1961, 1971). «Кристаллический индивид нельзя рассматривать изолированно от истории его образования в данной среде — истории, которая в ряде случаев может быть подробно прослежена по внутренним несовершенствам кристалла» (Шубников, 1972, стр. 27). Эти положения, опирающиеся на традиционных методов, в еще большей степени важны при ЭМ-исследовании минералов, в том числе и входящих в состав кварцитов.

Среди слагающих кварциты минералов самый трудный для изучения— кварц. В принципе в этих породах может присутствовать кварц всех известных в природе генетических-типов с большей или меньшей частотой встречаемости каждого типа. В оптимальном варианте хотелось бы получить ответы на следующие вопросы. Можно ли обнаружить методами ЭМ устойчивые и надежные признаки, которые позволили бы определить принадлежность кварца к тому или иному типу? Можно ли отличить унаследованные признаки от вновь приобретенных кварцем в процессе прохождения длительного пути от места его первичного обра-

зования до осадочной породы? Можно ли выявить особенности кварца, возникшие при процессах эпигенеза и метаморфизма? Что нового дает ЭМ при решении этих важных задач по сравнению с традиционными методами, кроме возможности изучения микрозерен, размеры которых находятся за пределами разрешения световой оптики, а количество — за пределами пороговой чувствительности других методов?

В настоящем исследовании помимо диагностики минералов кварцитов комплексом методов ПЭМ, РЭМ и микрозондирования отрабатывались следующие задачи: 1) определение кристаллографической ориентировки неограненных зерен; 2) выявление внутренней неоднородности строения и состава микроиндивидов; 3) поиски объективных признаков, позволяющих различать среди обломочного кварца зерна, представленные его первичной α-модификацией и параморфозами α- по β-кварцу.

Для кварца отработка методик велась на эталонных хорошо образованных монокристаллах (α-кварц из хрусталеносных погребов Приполярного Урала, β-кварц — дипирамидальные вкрапленники из кварцевых порфиров), для других минералов — на их выделениях в кварцитах.

1. Определение кристаллографической ориентировки зерен

При ЭМ-изучении горных пород установление кристаллографической ориентировки наблюдаемых сечений может проводиться несколькими способами: по микродифракционным картинам, получаемым в ПЭМ (при использовании ультратонких срезов или ионно-утоненных препаратов); по картинам электронного каналирования (РЭМ); по фигурам химического или ионного травления в сочетании с косвенным методом реплик в ПЭМ и прямым наблюдением в РЭМ. В настоящей статье рассматривается только ориентировка по фигурам травления, которую авторы применяли при исследовании кварцитов.

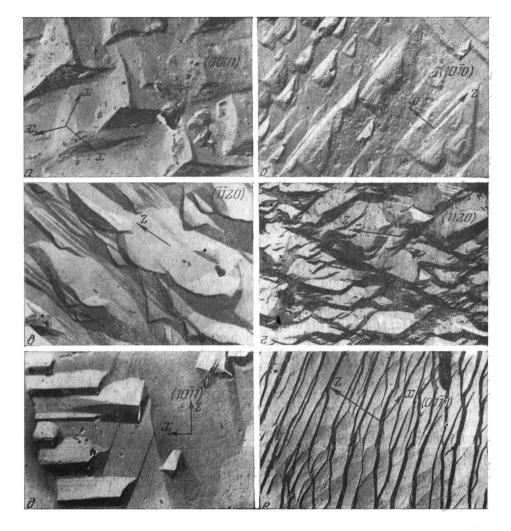
Ориентировка зерен кварца по фигурам химического травления. Методика избирательного химического травления кварца плавиковой кислотой была хорошо отработана ранее в ее оптическом варианте (Шубников, 1940; Цинзерлинг, Миронова, 1963 и др.). Использование электронно-микроскопических разрешений и увеличений существенно расширяет возможности этой методики и делает ее приемлемой для целей электронной петрографии.

В морфологии фигур травления, как известно, отчетливо проявляется плоскостная симметрия изучаемых сечений. Поэтому они могут использоваться в процессе ЭМ-исследований для приближенного индицирования неизвестных плоскостей и определения их ориентировки относительно кристаллографических осей (Грицаенко, Васильев, 1968).

В кварце можно выделить шесть наиболее важных сечений: перпендикулярный оптической оси понакоид, параллельные оптической оси положительную и отрицательную тригональные призмы и гексагональную призму, косо расположенные по отношению к оптической оси положительный и отрицательный ромбоэдры. По фигурам травления на этих плоскостях (фиг. 2, a-e) можно приближенно определять ориентировку практически любого сечения кварцевого зерна, а также устанавливать взаимную ориентировку зерен в породе.

Морфология фигур травления, полученных действием НF, четко отражает полярность кварца, и поэтому они могут использоваться для различия его правых и левых форм. В энантиоморфных разновидностях фигуры травления на одноименных плоскостях различаются как предмет и его зеркальное отражение.

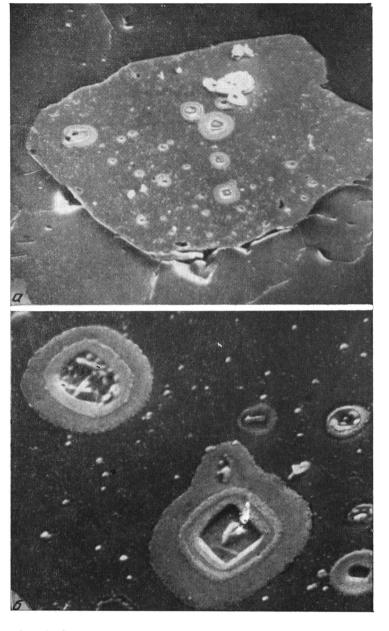
Фигуры травления на пинакоиде представлены трехгранными пирамидами с четко выраженной тригональной симметрией (см. фиг. 2, а). Ребра, идущие от вершин пирамидок, изгибаются вправо или влево в зависимости от типа энантиоморфизма кварца; оптическая ось выходит в вершинах пирамидок. Параллельно боковым сторонам последних



Фиг. 2. Фигуры травления в HF на поверхности кварца. Самооттененные угольные реплики (ПЭМ), $\times 3000$: a — пинакоид (0001), δ — гексагональная призма (1010), ϵ — положительная тригональная призма (1120), ϵ — отрицательная тригональная призма (1120), ϵ — отрицательный ромбоэдр (0111)

располагаются оси X, называемые также электрическими. В морфологии: фигур травления на плоскостях положительной и отрицательной тригональных призм отчетливо видно проявление осей симметрии второго порядка (осей X), располагающихся перпендикулярно данным сечениям (см. фиг. 2, β , ϵ). Для всех остальных плоскостей кварца характерны асимметричные фигуры травления. На плоскостях гексагональной призмы фигуры травления имеют форму трапеций, основания которых направлены вдоль оси Z (см. фиг. 2, δ). На плоскостях положительного ромбоэдра наблюдаются фигуры травления в виде трехгранных пирамидок, вытянутых в направлении положительного конца оси X (см. фиг. 2, δ). На плоскостях отрицательного ромбоэдра образуются фигуры травления в форме зигзагообразных ступеней, ориентированных под небольшим углом к оси X (см. фиг. 2, ϵ).

Установление ориентировки зерен по фигурам ионного травления. Известно, что под воздействием бомбардировки образца положительными ионами происходит изменение его поверхности с образованием:



Фиг. 3. Фигуры ионного травления на поверхности неограненного зерна пирита в кварците. Изображения во вторичных электронах (РЭМ): $a - \times 500$, $\delta - \times 4000$

фигур катодного распыления. Основные достоинства ионного травления заключаются в отсутствии ограничений по травимости минералов, а также в одновременной очистке поверхности от деформированного в процессе шлифовки или раскола аморфного слоя, который удаляется раньше, чем начинают проявляться фигуры травления. Ионное травление применялось в электронно-микроскопическом изучении структур поверхности минералов и ранее (Грицаенко и др., 1969).

Достоинства ионного травления при изучении кварцитов заключаются в следующем: эти породы представляют собой агрегат индивидов с большим разбросом по размеру и составу. При использовании химиче-

ского травления одни минералы вытравливаются быстро, другие, не реагирующие на данный травитель, остаются не затравленными. Кроме того, химическое травление приводит к быстрому растравливанию микротрещин, полостей газово-жидких включений и межзернового цемента. Не удается при этом получить представления о внутренней неоднородности акцессорных и рудных минералов, так как для каждого из них необходимо подбирать свой травитель. Таким образом, теряется главное преимущество РЭМ — одновременное наблюдение всех минералов образца в их взаимосвязи.

Ионная бомбардировка позволяет выявлять строение поверхности одновременно для всех минералов. Особенно важны высокая чувствительность ионного травления к структурным неоднородностям (дислокации, плоскости скольжения, двойники и др.) и возможность индицирования исследуемых поверхностей по фигурам травления.

В качестве примеров мы приводим снимки с неограненного зерна пирита мозаичного строения. Разная форма ямок травления (фиг. 3) свидетельствует о разориентировке блоков мозаики; поверхность блоков с ямками травления квадратной (или, почти квадратной) формы отвечает плоскости куба или близкой к ней ориентации. Различия в составе зон, образующихся в пирите вокруг ямок травления, в пределах чувствительности прибора установить не удалось — зафиксировано равномерное распределение по всей площади только железа и серы.

2. Выявление внутренней неоднородности зерен

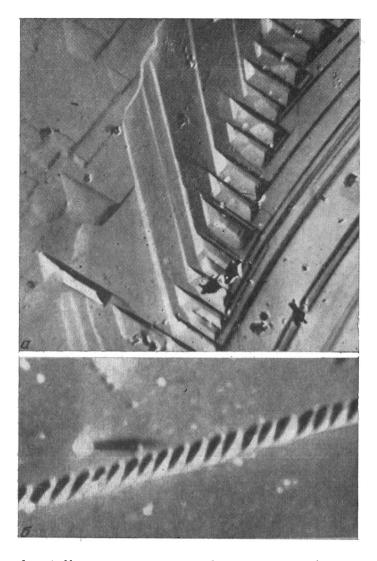
Установление степени вещественной и структурной однородности минералов важно со многих точек зрения: при расчете формул минералов, корреляции их свойств и состава, для прослеживания связи между реальным строением минералов и условиями их образования и др. Эффективность электронной микроскопии при решении этой задачи очень велика (Грицаенко, 1971).

Для выявления внутренней неоднородности зерен нами применялись следующие способы: избирательное химическое травление с последующим изучением репликами (ПЭМ) или прямым путем (РЭМ); ионное травление в сочетании с микроанализом (РЭМ); наблюдение в режиме катодолюминесценции (микрозонд); по картинам распределения элементов, фиксируемых в характеристическом рентгеновском излучении.

Избирательное химическое травление позволяет выявлять внутреннюю неоднородность, связанную с двойниковым строением и дефектами кварца— дислокационными субструктурами, границами блоков, линиями скольжения и др.

В качестве травителя нами использовались водные растворы различных концентраций. При обработке режимов травления следует учитывать анизотропию скоростей растворения кварца в НГ (Шубников, 1940), влияние примесей (Леммлейн, 1973), общую степень дефектности образца. Варьируя концентрацию НГ и время травления, можно подобрать такие условия, когда травление идет преимущественно вдоль дефектов и почти не затрагивает остальной поверхности образца. В этом случае ямки травления образуются на выходах линейных дефектов дислокаций. В местах с большой плотностью дислокаций они часто располагаются в ряды, соответствующие малоугловым границам наклона между блоками. Под оптическим микроскопом такие места воспринимаются как участки с волнистым погасанием, если угол разориентировки блоков значителен. Электронно-микроскопические изображения малоугловых границ, составленных рядами краевых дислокаций, приведены на фиг. 4, a (снимок в ПЭМ) и фиг. 4, δ (снимок в РЭМ).

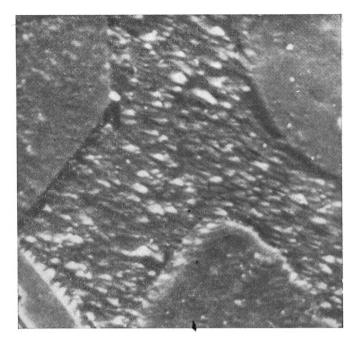
Важной особенностью реального строения кварца являются двойники по дофинейскому и бразильскому законам. Под электронным микроско-



Фиг. 4. Малоугловые границы в обломочном кварце (выявлено избирательным травлением): a— самооттененная угольная реплика (ПЭМ), \times 6000, δ — изображение во вторичных электронах (РЭМ), \times 5000

пом двойниковое строение кварца может исследоваться на сколах, естественных поверхностях и полированных плоскостях, протравленных НГ (Сонюшкин, 1974). По возникающим при этом фигурам травления можно определить двойниковый закон. Так, в дофинейском двойнике на плоскостях пинакоида и призмы фигуры травления имеют в сдвойникованных частях противоположную ориентировку, для других плоскостей по разные стороны двойниковой границы располагаются фигуры, характерные для положительных и отрицательных форм. В этом случае двойниковая граница четко выделяется за счет различия скоростей растворения сдвойникованных индивидов (фиг. 5). В бразильском двойнике на любой плоскости по разные стороны двойниковой границы располагаются фигуры травления, соответствующие правому и левому кварцу.

В низкотемпературном α-кварце встречаются дофинейские двойники роста и механические. Для параморфоз α- по β-кварцу характерны двой-



Фиг. 5. Морфология дофинейского двойника в обломочном кварце. Изображение во вторичных электронах (РЭМ), $\times 1000$

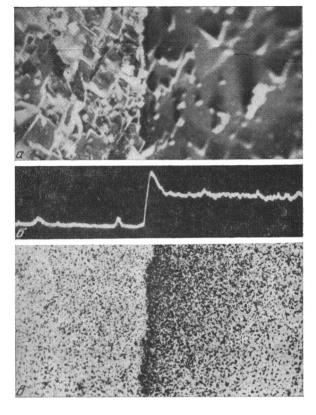
ники инверсии. На основе использования РЭМ с микроанализом были установлены различия между дофинейскими двойниками роста и инверсии (Сонюшкин, Ильин, 1975), позволяющие распознавать первичный са-кварц на уровне микрозерен. Как и все ростовые дефекты, дофинейские двойники роста распределяются в объеме образца в соответствии с законом секториального строения кристалла (Леммлейн, 1948, 1973). За счет этого по разные стороны двойниковой границы оказываются различные пирамиды роста, отличающиеся по содержанию примесей. Вторичные двойники инверсии никак не связаны с особенностями секториального строения кварца.

С помощью этого признака нами исследовались дофинейские двойники в зернах обломочного кварца. По различному содержанию примеси Al по разные стороны двойниковой границы, выявленному с помощью микроанализа в РЭМ, удавалось установить зерна первичного α-кварца

в составе кварцитов (фиг. 6, а, б).

Помимо четкого перегиба на кривой содержания A1 по линии A-A о разном содержании примеси по обе стороны от двойниковой границы свидетельствует и распределение A1 по площади зерна (см. фиг. 6, в). По некоторым другим признакам (трещины инверсии, морфология включений минералообразующей среды) можно выявлять среди обломочного кварца зерна, кристаллизовавшиеся в β-модификации.

Бразильские двойники в зернах обломочного кварца встречались нам крайне редко. Причина этого явления кроется в повышенной энергии двойниковых границ, за счет чего при любом воздействии извне (механическом, термическом, химическом) бразильские двойники стремятся разделиться на монокристальные пластинки (Емлин, Соколов, 1973). Можно полагать поэтому, что при разрушении материнских пород в состав обломочного кварца попадают зерна, лишенные двойников этого типа.

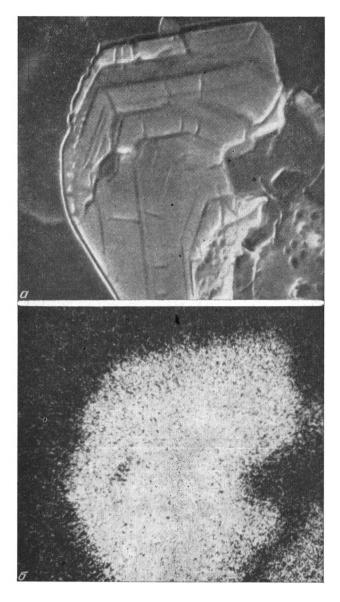


Фиг. 6. Дофинейский двойник в зерне обломочного кварца (РЭМ), $\times 2000$: a — изображение во вторичных электронах, δ — распределение алюминия перпендикулярно двойниковой плоскости, ϵ — распределение алюминия по площади

Травление ионным пучком аргона дает возможность выявлять в оптически однородных обломочных зернах минералов внутренние зоны роста, сохраняющие четкие кристаллографические очертания, что позволяет судить об изменении морфологических особенностей микроиндивидов в процессе их образования (фиг. 7, а). Измеряя углы между гранями, можно их хотя бы приближенно индицировать. Диагностика зерен осуществляется с помощью микроанализа (см. фиг. 7, б).

Исследования минералов в режиме катодолюминесценции (КЛ) могут проводиться как в РЭМ, так и в электронных микрозондах. Чувствительность КЛ в РЭМ к неоднородностям строения и состава очень велика. Впервые на примере касситерита было показано, что этим путем можно выявлять гетерогенность при более низкой концентрации примесей и более детально, чем при микрозондировании (Remond et al., 1970). По техническим причинам авторы не могли использовать КЛ в РЭМ, и поэтому возможности этого метода демонстрируются ниже на примере исследования минералов кварцита в электронном микрозонде.

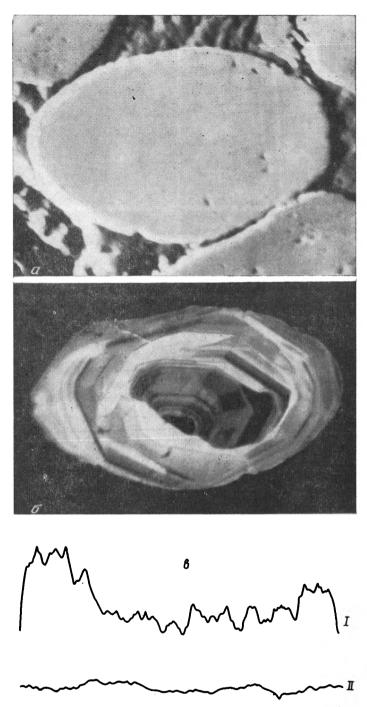
Так, в зернах оптически однородного акцессорного циркона, которые не проявили признаков неоднородности ни во вторичных, поглощенных и отраженных электронах (фиг. 8, а), ни в характеристическом рентгеновском излучении, только при работе в режиме катодолюминесценции удалось выявить тонкие зоны роста с четко проявленными кристаллографическими очертаниями (см. фиг. 8, б). Изменений элементного состава зерна, с которыми можно было бы увязать зональность, не установлено.



Фиг. 7. Зерно обломочного циркона, протравленного ионным пучком (РЭМ), $\times 2000$: a — изображение во вторичных электронах, δ — распределение циркония

за исключением содержания Fe (см. фиг. 8, в), возрастающего от центра к периферий.

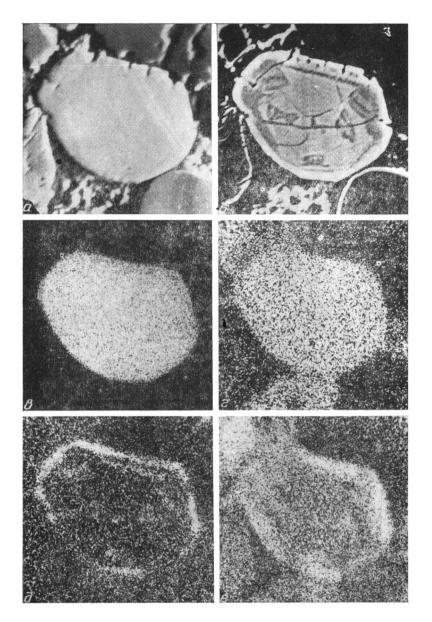
Известно, что морфология циркона — важный признак, по которому устанавливаются области сноса и источники питания осадочных пород. Однако обломочные зерна в процессе транспортировки часто теряют свои первичные признаки, тогда как внутренняя зональность, сохраняющая свои кристаллографические особенности, может оказаться новым надежным корреляционным признаком, не исчезающим под действием внешней среды. И здесь снова уместно напомнить слова А. В. Шубникова (1972, стр. 27): «Между поверхностью кристалла, определяющей его форму, и его грубым, а может быть и тонким внутренним строением существует теснейшая связь, поскольку все то, что в данный момент содержится внутри кристалла, некогда было на его поверхности». По мор-



Фиг. 8. Обломочный циркон в кварците. Изображение в электронном микрозонде, $\times 400$: a- в отраженных электронах, b- в режиме катодолюминесценции, b- распределение железа вдоль зерна (внизу уровень фона)

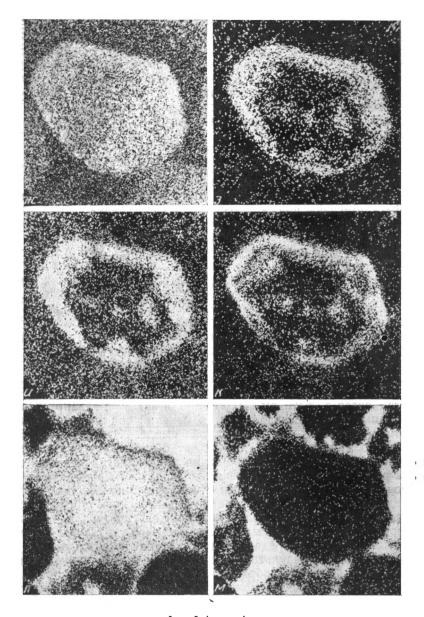
фологии внутренних зон может быть восстановлена история роста каждого индивида, в рассматриваемом случае — циркона.

Неоднородность состава, при содержании того или иного элемента в пределах чувствительности метода, может быть вскрыта на изображет



Фиг. 9. Акцессорный циркон. Снимки в электронном микрозонде, $\times 300$: $a-\mathbf{B}$ отраженных электронах; $b-\mathbf{B}$ поглощенных электронах; $b-\mathbf{M}$ картины распределения в характеристическом рентгеновском излучении: $b-\mathbf{M}$ прикония, $b-\mathbf{M}$ пория, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ неодима, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ неодима, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ премния, $b-\mathbf{M}$ неодима, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ прия, $b-\mathbf{M}$ премния, $b-\mathbf{M}$ премния пре

ниях, полученных в характеристическом рентгеновском излучении (фиг. 9, в—m). Если позволяют размеры объекта, то может быть произведен количественный анализ по зонам (при ширине зон не менее 5—10 m кm), в противном случае удается определить усредненный состав зерна (таблица). Снимок в отраженных электронах (см. фиг. 9, a) не дает представления о неоднородности строения индивидов, тогда как изображение в поглощенных электронах (см. фиг. 9, a) позволяет выявить эту неоднородность, поскольку поглощенный ток является функцией атомного номера элементов (убывает с возрастанием атомного номера). Следует отметить, что яркость изображения в распределении элементов-приме-



Фиг. 9 (ж -- м)

сей не отражает их количественного содержания в исследованных зернах циркона. Такой эффект получен путем значительного увеличения экспозиции при съемке, что делается специально для достижения большей наглядности картины неоднородности состава. При таком способе изображения четко коррелируется распределение тория, церия, иттрия,

Химический состав цирконов, вес. %

Зерно, №	ZrO ₂	SiO ₂	HfO₂	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅
1 2 (u) 2 (п)	65,1 63,7 60,3	31,8 31,5 30,6	2,2 2,7 2,8	_ 1,6	0,16 0,33	0,24 0,38	0,25	$\begin{bmatrix} -0.12 \\ 1.72 \end{bmatrix}$	0,01 0,01 0,29	$\begin{bmatrix} -0.3 \\ 2.1 \end{bmatrix}$

кальция и фосфора, приуроченных преимущественно к периферической части зерна. Картины распределения кремния и калия маркируют положение зерна циркона в кварцево-слюдистом цементе кварцитов.

Количественные данные микроанализа зерен циркона, изображенных на фиг. 8 (зерно 1) и фиг. 9 (зерно 2— центр и периферия), хорошо согласуются с литературными данными о неравномерном распределении ряда элементов (Y, TR, P), установленном с помощью электронного микрозондирования в цирконах зонального и обычного строения (Romans et al., 1975).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение комплекса методов электронной микроскопии к исследованию породообразующих и акцессорных минералов осадочно-метаморфических пород (на примере кварцитов) показало, что этим путем могут быть получены новые данные как для отдельных минералов (степень однородности, дефектность, элементный состав микрозерен и др.), так и для породы в целом (микроструктуры, микротекстуры) с диагностикой минералов методами микродифракции (ПЭМ) и микроанализа (РЭМ, электронный микрозонд).

Обобщая опыт комплексного применения ЭМ-методов к изучению кварцитов, можно предложить следующую методическую схему, в принпипе пригодную для ЭМ-исследования любых осадочно-метаморфических пород. Из отобранных образцов выкалываются небольшие кусочки с таким расчетом, чтобы они отражали все структурно-текстурные особенности породы. Каждый кусочек раскалывается на две части. Одна из контактных сторон свежего скола покрывается проводящей пленкой и исследуется в РЭМ. Другая часть (контактная сторона) используется для приготовления прозрачно-полированного шлифа, который сначала просматривается в световом микроскопе, а затем анализируется в электронном микрозонде. Во избежание изменений под электронным пучком шлиф следует готовить на эпоксидной смоле. Этот же шлиф после электронного микрозондирования может быть подвергнут химическому или ионному травлению для выявления кристаллографической ориентировки зерен по фигурам травления с последующей съемкой в РЭМ. Исследовавшиеся в РЭМ образцы с ненарушенным сколом могут быть освобождены от проводящей пленки и подвергнуты диспергации изучения в ПЭМ с целью получения морфологических и структурных характеристик микрочастиц минералов слоистой структуры (элементный состав этих минералов предварительно устанавливается в РЭМ). Абсолютного совпадения результатов, полученных всеми указанными мето-

что позволяет хорошо коррелировать данные ЭМ и световой оптики. Выявление методами ЭМ тонкой внутренней морфологии кластогенных минералов дает в руки исследователей новые надежные признаки, позволяющие судить о характере первичного материала. Возможность прямого изучения и диагностики акцессорных минералов на сколах без выделения их из породы (РЭМ с микроанализом) весьма важна для корреляции немых толщ осадочных и метаморфических пород, а также для установления форм присутствия в них малых (в том числе редких) элементов.

дами, для двух половинок образца не происходит, но при просмотре таким способом серии сколов можно получить вполне корректную сходимость и достаточно полно охарактеризовать исследованную породу. При использовании панорамной съемки могут быть построены полные изображения поверхности скола (РЭМ) и поверхности шлифа (микрозонд),

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961. Григорьев Д. П. О законах анатомии кристаллов.— Кристаллография, 1971, т. 16, вып. 6.

Грицаенко Г. С. Однородность и неоднородность минералов в свете данных электрон-

ной микроскопии. В сб.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.

Грицаенко Г. С., Васильев В. И. К электронной микроскопии рудоносного кварца. І. Установление ориентировки неограненных зерен по фигурам травления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5.

Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Горшков А. И., Самотоин Н. Д., Фролова Г. В. Методы электронной микроскопии минералов. М., «Наука», 1969.

Грицаенко Г. С., Сидоренко А. В., Лунева О. И., Ильин М. И., Сидоренко Св. А., Петрова Т. Л. Возможности современной электронной микроскопии в решении reoлогических задач.— Сов. геол., 1973, № 11.

Емлин Э. Ф., Соколов Ю. А. Разлистованный кварц из жил Среднего и Южного Урала. — В сб.: Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердловского горного ин-та.

1973, вып. 95.

Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М., «Наука», 1973.

Мид И. Рентгеновский микроанализ в минералогии. В кн.: Электронно-зондовый

микроанализ. М., «Мир», 1974. Митрейкина О. Б. Об электронно-микроскопическом изучении липаритов.— Докл. АН CCCP, 1969, 185, № 4.

Наседкин В. В., Фролова К. Е. Микроструктура обсидиана по данным электронной

микроскопии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.

Сидоренко А. В., Грицаенко Г. С., Лунева О. И., Ильин М. И., Сидоренко Св. А., Петрова Т. Л. Комплексное применение просвечивающей и растровой электронной микроскопии к изучению докембрийских пород. В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.

Сонюшкин В. Е. Электронно-микроскопическое изучение дофинейских двойников квар-

ца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7. Сонюшкин В. Е., Ильин М. И. Об отличии низкотемпературного α-кварца от параморфоз α- по β-кварцу (по данным электронной микроскопии). — Докл. АН СССР. 1975, т. 222, № 4.

Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. Опыт электронномикроскопического исследования.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 246.

Хисина Н. Р., Дубинчук В. Т. Электронно-микроскопическое изучение структур рас-пада в минералах методом ультратонких срезов. Тез. докл. Х Всес. конф. по электронной микроскопии. Ташкент, 1976. М., Изд-во ВИНИТИ, 1976. Хисина Н. Р., Макаров Е. С. Посткристаллизационная термическая история пироксе-

нов «Луны-20». — В сб.: «Луна-20». М., «Наука», 1977.

Цинзерлинг Е. В., Миронова З. А. Выявление дислокаций в кварце методом избирательного травления. — Кристаллография, 1963, т. 8, № 1.

Шубников А. В. Кристалл-индивидуум и кристаллическая среда. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. Изд-во АН СССР, 1936. Шубников А. В Кварц и его применение. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Шубников А. В. О взаимосвязи между кристаллическим индивидом и кристаллической средой. - Кристаллография и минералогия (тр. Федоровской юбилейной сессии 1969 г.). Изд-во Ленингр. горного ин-та, 1972.

Bomback J. L. Stereoscopic techniques improved X-ray analysis of rough SEM speciments. Scanning Electron Microscopy. Proc. 6-th Ann. SEM Sympos. Chicago, 1973. Electron Microscopie, 1974. Proc. Eight Intern. Congr. Electr. Micr. Canberra, Australie,

1974. Microscopie Electronique, 1970. Res. Septieme Congr. Intern. Grenoble, 1970.

Radcliffe S. V., Heuer A. H., Christie J. M., Fisher R. M., Griggs D. T. High-voltage transmission electron microscopy study of lunar surface material.—Science, 1970, v. 167, No. 3918.

Remond G., Kimoto S., Okuzumi H. Use of the SEM in cathodoluminescence observations in natural samples. Scanning Electron Microscopy, 1970. Proc. of the Third Annual Scanning Electron Microscope Sympos. Chicago, 1970.

Romans A., Brown L., White C. An electron microprobe study of Y, TR, P distribution

in zoned and ordinary zicron.— Amer. Mineralogist, 1975, v. 60, No. 5—6. White S., Treagus I. E. The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structures of quartz.—Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1975, v. 123, No. 3. Yakowitz H. X-ray microanalysis in scanning electron microscopy. Scanning Electron Microscopy, 1974, Tutorials. Chicago, 1974.

Геологический институт АН СССР, Москва

Дата поступления 18.VIII.1976 г.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 552.51:551.735(470.4)

О ГЕНЕЗИСЕ АЛЕВРО-ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Г. А. КАЛЕДА, Э. Д. КОТЕЛЬНИКОВА

Рассматривается строение в плане и в разрезе отложений верейского горизонта и его алевро-песчаных пластов. Приводя дополнительные данные, подтверждающие мнения большинства исследователей о морском генезисе указанных отложений, авторы приходят к выводу, что существенную роль в их образовании играли морские течения. Рассмотрено распространение алевро-песчаных отложений, проанализирован их минералогический и гранулометрический состав. Предполагается, что течение с юго-юго-запада пересекало Бузулукскую палеовпадину, а на ее северном борту распадалось на три ветви. Наибольшие мощности песчаников, являющихся хорошими коллекторами, приурочены к осевой части Бузулукской палеовпадины верейского времени. С зонами фациального замещения коллекторов связаны структурно-литологические ловушки, в некоторых из которых установлены залежи нефти.

Вопросы генезиса отложений, пространственного размещения породколлекторов и их соотношение с породами-покрышками в значительной степени определяют оценку перспектив нефтегазоносности территории и направление поисковых работ. Поэтому вокруг них возникают дискуссии и они волнуют и научных работников, и геологов-практиков нефтяной и газовой промышленности. Одним из таких дискуссионных вопросов является вопрос о генезисе терригенных отложений верейского горизонта Волго-Уральской провинции, развитых на территории Куйбышевского Заволжья и Западного Оренбуржья, где они слагают почти весь разрез или значительную его часть.

Согласно большинству исследователей, верейские отложения Урало-Поволжья (Познер и др., 1957; Семихатова и др., 1970; Алиев и др., 1975) накапливались в мелководном трансгрессирующем морском бассейне. Возникновение пластов песчаных пород мощностью до 30—50 м одни исследователи связывали с подводными отмелями (Санаров, Ханин, 1968), другие (Ягофаров, 1965) — с деятельностью морских течений В отличие от них М. М. Грачевский и Ю. М. Берлин (1967), Грачевский и др. (1969) утверждают, что песчаные пласты-коллекторы в верейских отложениях отдельных разведочных площадей Татарской АССР и Куйбышевской области представляют собой отложения рек и дельт. К этой идее присоединились В. С. Яблоков (1973), Н. И. Марковский (1973), предполагавшие, что в верейское время на востоке Русской платформы текла с севера на юг относительно крупная река, образовавшая в Нижнем Поволжье дельту.

Дискуссионность рассматриваемого вопроса и его практическая значимость заставили авторов настоящей статьи провести ревизию всего имеющегося фактического материала, могущего пролить свет на генезис терригенных отложений верейского горизонта и заключенных в них песчаных пород-коллекторов. Использованные в статье гранулометриче-

ские анализы (всего 1180 анализов) выполнялись в различных организациях в связи с подсчетом запасов и другими видами геологических работ и выполнялись, как правило, по шестифракционной схеме.

В верейском горизонте выделяется до трех продуктивных пластов: нижний и средний (A_s и A_2) в альютовском подгоризонте и верхний пласт A_1 — в ордынском подгоризонте. Пласты A_3 и A_2 местами сливаются в один, местами частично или полностью отсутствуют. Верхний песчаный пласт A_1 в кровле горизонта наименее выдержан по площади, развит спорадически и не всегда отчетливо выделяется по геофизическим данным.

Наибольшая мощность верейского горизонта и развитых в нем терригенных пластов-коллекторов приурочена к приосевой части Бузулукской палеовпадины. Разрез его здесь представлен темно-серыми глинами, элевролитами и песчаниками с тонкими прослойками известняков, роль которых заметно возрастает от осевой части к северо-западному и северо-восточному борту Бузулукской палеовпадины.

На карте суммарной мощности терригенных коллекторов двух нижних наиболее выдержанных пластов A_3+A_2 (фиг. 1) выделяется зона их максимальной мощности, имеющая достаточно четкие границы и прослеживающаяся полосой с юго-юго-запада примерно от Перелюба на северо-северо-восток до Неклюдово. Вблизи последнего она разделяется на две более узкие полосы, почти перпендикулярные к ней и прослеживающиеся почти параллельно современным Жигулевско-Самаркинским дислокациям и Муханово-Ероховскому прогибу. В свою очередь северозападная полоса вблизи Кинель-Черкасс разделяется на две ветви, одна из которых круто поворачивает в юго-западном направлении, другая—на северо-северо-запад. В краевых частях этих полос наблюдаются резкие фациальные замещения мощных, до 30-50 м, песчаных пластов маломощными пропластками, плотными алевролитами, глинами, а затем и известняками. Прослои глин и глинистых алевролитов расклинивают и расчленяют на части и сами песчаные пласты (фиг. 2).

Пласт A_s , отличающийся наибольшей выдержанностью, выделяется почти повсеместно, но максимальная его мощность связана с разрезами центральной части Бузулукской палеовпадины, где он подстилается темно-серыми пиритизированными глинами и представлен серыми полимиктовыми разнозернистыми песчаниками с глинистым и известковым цементом и неравномерно глинистыми алевролитами (фиг. 3). Его мощность 15—30 м, а на отдельных площадях —47—54 м. Этот пласт характеризуется весьма непостоянным гранулометрическим составом даже в пределах одной разведочной площади. Наряду с грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками, наблюдаемыми в разрезах ряда скважин Неклюдовской $(Q_1 = 0.39 - 0.59$ мм, Md = 0.3 мм), Кулешовской $(Q_1 = 0.66 \text{ мм}, Md = 0.44 \text{ мм})$ и ряда других площадей; в абсолютном большинстве разрезов пласт слагается мелкозернистыми песчаниками и алевролитами: скв. 51 Кулешовской площади ($Q_1 = 0.28 - 0.045$ мм, Md = 0.16 - 0.0075 мм), скв. 3 Ероховской площади ($Q_1 = 0.17 - 0.14$ мм. Md=0,11-0,03 мм) и многие другие. Кривые распределения гранулометрического состава, построенные по отдельным анализам, имеют четко выраженную двувершинность с максимумами в области песчаных и глинистых фракций. Подобное положение отражается и в распределении коэффициента сортировки, отдельные значения которого в единичных разрезах — Кулешовском и Неклюдовском — достигают 8 и даже 10. Абсолютное большинство значений коэффициента сортировки колеблется от 1,3 до 2,1, что характеризует весьма хорошо отсортированные породы.

Пласт A_2 в разрезах обычно связан с пластами A_1 и A_3 и часто вообще не может быть отделен от них на каротажных диаграммах. В этих случаях он индексируется по наличию мощных песчаных тел в средней

части верейского горизонта и лишь на отдельных площадях (Репьевская, Бариновская, Филипповская и др.) имеет самостоятельное значение. Он слагается полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с глинистым, известковым и доломитовым цементом. Алевролиты, замещающие песчаники, часто содержат углефицированные растительные остатки.

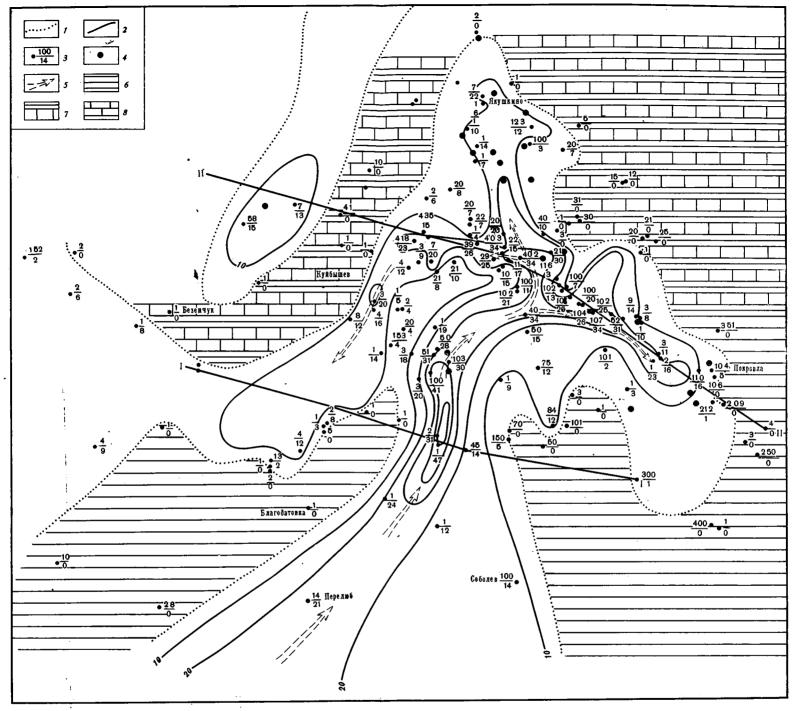
Гранулометрические коэффициенты колеблются также в значительных пределах: первая квартиль Q_1 от 0,6—0,57 (Неклюдово, Кулешовка) до 0,06 (Михайловка), 0,038 мм (Жуково), а медианный диаметр Md от 0,43 (Кулешовка), 0,38 (Неклюдово) до 0,12 (Михайловка), 0,11 мм (Муханово). Этот пласт A_2 обладает наилучшей сортировкой: коэффициент сортировки колеблется от 1,6 (Кулешовка) до 3,4 (Гремячево), а средний коэффициент сортировки —2,3—2,5.

На юго-западе Куйбышевского Заволжья в разрезах Хворостянской, Константиновской, Майской, Пролетарской, Дергуновской и некоторых других площадей в альютовском подгоризонте пористые песчаники и алевролиты отсутствуют, а в кровле верейского горизонта выше 50метровой пачки переслаивания темно-серых пиритизированных и глинистых алевролитов наблюдается пласт полимиктового разнозернистого глинистого песчаника, замещающегося алевролитом с обилием углистого детрита — это верхний продуктивный пласт — A_1 . По положению в разрезе к нему же относится и прослой песчаника в кровле верейского горизонта, встречаемый в разрезах Западного Оренбуржья (Бобровская, Твердиловская, Покровская, Родинская и другие площади), индексируемый местными геологами как пласт А₃, но совершенно неидентичный таковому в Куйбышевском Заволжье. По индексации местных геологов, нефтяные пласты песчано-алевритовых коллекторов в Оренбуржье имеют номенклатуру А₁, А₂ и А₃ в зависимости от их местоположения в разрезе. При единой детальной корреляции разрезов выявилось, что данные прослои уверенно сопоставляются с верхним пластом A_1 и лишь отчасти со средним — A_2 . Нижний пласт A_3 , как и замещающая его часть альютовского подгоризонта, здесь отсутствует.

Гранулометрический состав верхнего пласта более выдержан. Первая квартиль имеет величину 0,15—0,29 (Пролетарская), 0,015—0,20 (Неклюдовская), 0,15 мм (Кряжская), а медианный диаметр — соответственно 0,11—0,18, 0,05—0,13, 0,14 мм. Сортировка колеблется в широких пределах даже в разрезах одной площади. Так, на Кулешовской площади коэффициент ее (S_0) изменяется от 1,8 до 5,2, на Пролетарской — от 3,0 до 6,1, а в единичных образцах Неклюдовских разрезов он достигает даже 9,1. Средний же коэффициент сортировки по площади даже с учетом этих аномальных значений —2,9—3,2.

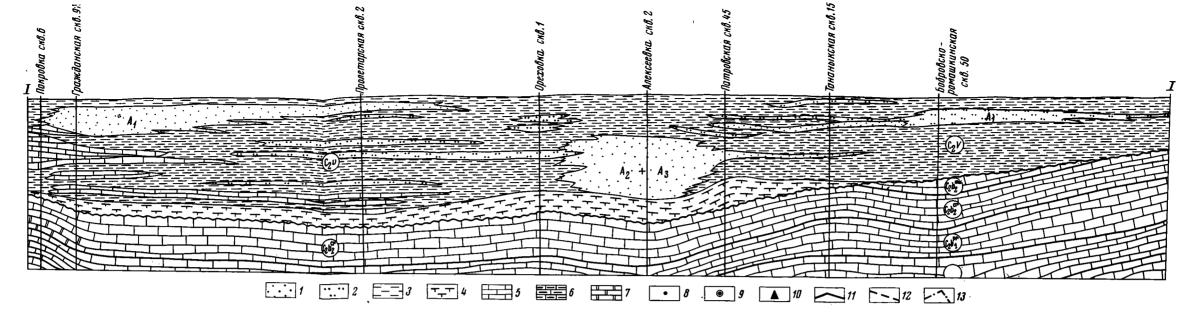
Гранулометрический состав терригенных прослоев, на первый взгляд, весьма неоднороден. Однако при детальном изучении кривых распределения механических анализов отдельных образцов выявляется их явно выраженная двувершинность с основным максимумом в области крупно- или среднезернистого песка и побочным максимумом в области глинистой фракции, обычно сливаемой, содержание которой определяется по разности общего веса навески и суммы весов всех остальных фракций. Поэтому расчеты ее количества в исследованных образцах отражают суммарную ошибку, накопившуюся в ходе проведения гранулометрического анализа.

Без учета содержания глинистых частиц огромное большинство из 972 механических анализов, собранных и обработанных по разрезам Куйбышевской и Оренбургской областей, представляют собой прекрасно выраженные одновершинные кривые с максимумом в области наиболее крупнозернистых фракций, содержание которых колеблется от 40 до 70% веса навески. В подтверждение вышеизложенного, во избежание влияния глинистой фракции, содержание которой могло быть завышено

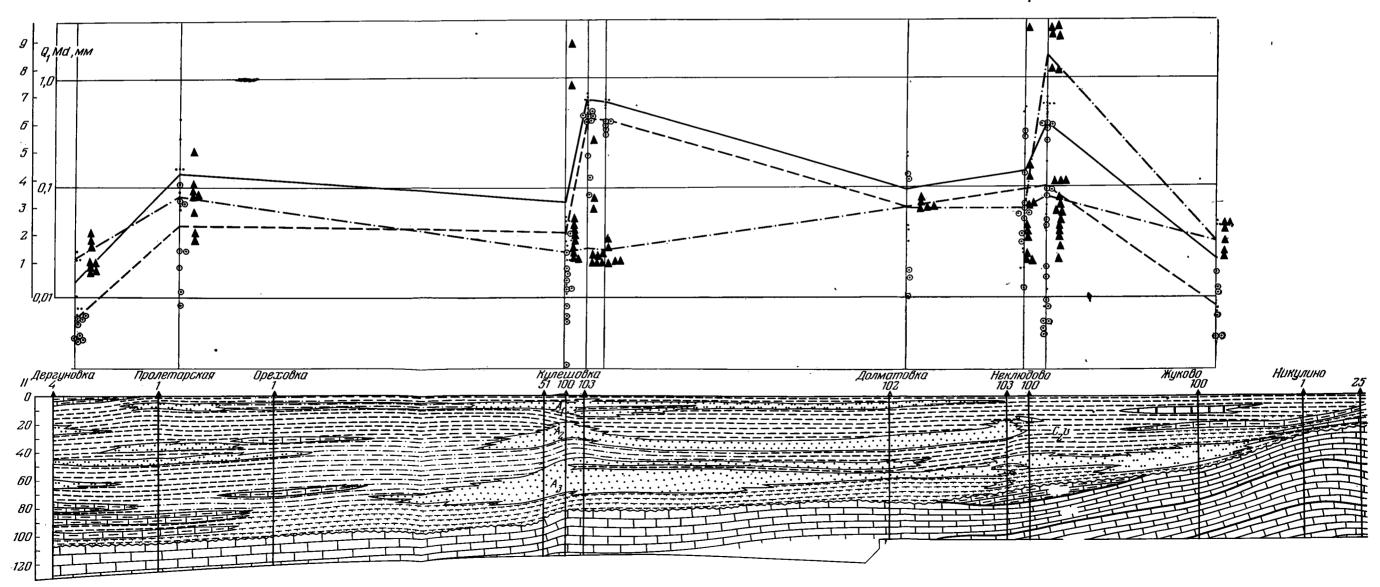


Фиг. 1. Схематическая карта суммарной мощности терригенных коллекторов пластов $A_3 + A_2$ верейского горизонта

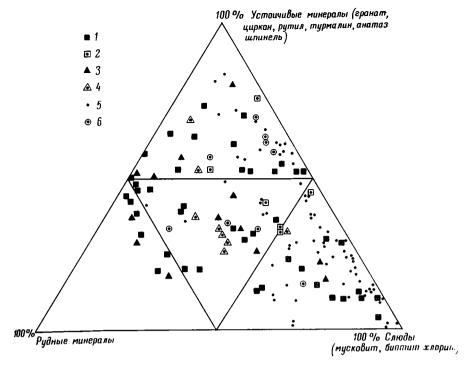
1— граница распространения терригенных коллекторов, 2— изопахиты терригенных коллекторов, 3—в числителе— номер скважины, в знаменателе— суммарная мощность прослоев терригенных коллекторов, 4— залежи в терригенных верейских коллекторах, 5— предполагаемое направление палеопотока, 6— глинистые и алевро-глинистые отложения, 7— известковые и глинисто-известковые отложения с преобладанием известняков, 8— глинисто-известковые отложения примерно в равных количествах



Фиг. 2. Литологический профиль верейских отложений по линии I—I I— песчаник, 2— алевролит, 3— глина, 4— глина карбонатная, 5— известняк, 6— известняк глинистый, 7— доломит. Гранулометрические коэффициенты по отдельным анализам: 8— первая квартиль Q_1 , 9— медианный диаметр Md, 10— коэффициент сортировки S_0 , 11— среднее по скважине значение первой квартили, 12— среднее по скважине значение медианного диаметра, 13— среднее значение по скважине коэффициента сортировки



фиг. 3. Литологический профиль верейских отложений по линии II—II. Усл. обозн. те же, что и на фиг. 2



Фиг. 4. Диаграмма минералогического состава тяжелой фракции алевролитов и песчаников верейского горизонта

Минералогические анализы по разрезам: 1 — Татарской АССР, 2 — Башкирской АССР, 3 — Удмуртской АССР, 4 — Кировской области, 5 — Куйбышевской области, 6 — Оренбургской области

из-за погрешностей лабораторногоо метода, был произведен массовый пересчет коэффициента не только по общепринятой формуле Траска: $S_{or} = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$, но и по форуле $S_{o\kappa} = \sqrt{\frac{Q}{Md}}$, предложенной Γ . А. Каледой. Необходимость такого пересчета определяется тем, что при механическом анализе фракция менее 0,01 сливается, и на ее долю списываются все погрешности гранулометрического анализа. Определение Q_3 почти всегда весьма неуверенно, что приводит к неточности определения коэффициента сортировки.

После такого пересчета в подавляющем большинстве анализов значения S_{ox} не превышали 1,5—1,8, а часто опускались до 1,1—1,3. В нескольких десятках этот коэффициент колебался от 2,5 до 3, и лишь в нескольких анализах он достигал 3. Таким образом, кластические породы верейского горизонта являются, как правило, хорошо отсортированными. Изучение их терригенно-минерального состава показало (по данным 150 анализов): 1) минералогическое сходство пластов A_s , A_z , а возможно, и A_i ; 2) существенное отличие состава обломочных минералов тяжелой фракции Куйбышевской и Оренбургской областей (резко повышенное содержание слюд и пониженное рудных минералов) от такового остальной территории Урало-Поволжья (фиг. 4).

Изложенный фактический материал позволяет подойти к установлению генезиса расматриваемых песчаных и алевролитовых пород. Кроме вещественного состава, структурно-текстурных особенностей следует существенное внимание уделить соотношению песчаных и алевролитовых пластов с вмещающими отложениями и конфигурации этих пла-

стов в пространстве. Дело в том, что реки и морские течения представляют собой потоки воды и поэтому практически не различаются на генетических диаграммах.

Основными доводами в пользу аллювиального генезиса, приводимыми М. М. Грачевским и Ю. М. Берлиным, изучившими в пределах Куйбышевской области по электрокаротажным и буровым данным разрезы Дерюжевской и Сарбайской площадей, являются следующие: 1) пласты верейских песчаников залегают на размытой поверхности башкирских известняков; 2) от кровли песков к подошве происходит погружение кластического материала; 3) вкрест простирания песчаники резко контактируют с башкирскими карбонатными породами; 4) там, где башкирский ярус имеет полную мощность, песчаники выклиниваются; 5) песчаники пласта A_2 выполняют, по мнению М. М. Грачевского и Ю. М. Берлина (Грачевский и др., 1969; Берлин, 1973), в ряде разрезов углубление палеорельефа, возникшего в конце альютовского времени.

Прежде всего следует отметить неправомочность и нелогичность выбора на обширной территории в качестве объекта исследования лишь две площади, в то время когда сейчас насчитывается свыше 10 структурно-литологических залежей и несколько десятков песчаных линз на других площадях, где нефть пока не обнаружена. По соседству с Дерюжевской площадью, где песчаники в поперечном сечении имеют выпуклое основание, располагаются Сарбайская, Козловская, Сургутская, Мочалеевская залежи, где песчаный пласт имеет другое строение, плоское основание, а иногда и кровлю.

На наш взгляд, мотивировка аллювиального генезиса верейских песчаных тел Куйбышевского Заволжья на примере геоморфологического строения пластов Дерюжевской и Сарбайской площади не убедительна.

1. Песчаные пласты, связанные постепенным фациальным переходом с другими породами, четко не синхронизируются, поэтому не корректно выбирать в качестве репера, к которому привязываются все построения, прослои известняка в кровле песчаного пласта A_2 . Вследствие значительного изменения мощности последнего положение известнякового прослоя не стратифицировано, и он заметно «скользит» даже в соседних разрезах.

2. Отложения верейского горизонта повсеместно, даже там, где сохранилась часть мелекесских отложений, залегают на породах башкирского возраста с размывом, амплитуда которого меняется в больших пределах. Однако существование предверейской эрозионной поверхности — недостаточное доказательство аллювиального происхождения вышележащих песчаных пластов.

3. На основании обработки 1180 анализов механического состава терригенных верейских отложений из разрезов Урало-Поволжья выявилось отсутствие четкой связи между величиной обломочного материала в образце и его местоположением в разрезе. Таким образом, утверждение вышеупомянутых авторов о погрубении песков от кровли к подошве не подтверждено фактическим материалом. Кстати, выпуклая книзу форма нижней поверхности песчаного пласта не является достаточным доказательством его аллювиального генезиса, на чем настаивает Ю. М. Берлин (1973). Подобная морфология наблюдается и у песчаных тел, возникших в результате деятельности течений и в ряде других случаев.

4. Совершенно не соответствуют общепринятым палеогеографическим представлениям об истории верейского бассейна, подтвержденным многочисленным керновым, фаунистическим материалом, утверждения авторов о двух-трехкратном возрождении палеодолин, связанных с отложениями кластических пород верхних пластов А₂ и А₁. Эти пласты залегают в заведомо морских отложениях и связаны с ними рядом постепенных переходов как в плане, так и в разрезе.

5. Следует указать, что Ю. М. Берлиным утверждается, что аллювиальные отложения приносились двумя реками, которые параллельно текли с севера, т. е. с территории современного Татарского свода и Мелекесской впадины, о чем якобы свидетельствует как распределение материала по территории, так и распространение песчаных тел в плане, напоминающее по конфигурации дельту Миссисипи — «птичью лапу».

Эти утверждения не соответствуют действительности. Детальный гранулометрический анализ верейских отложений выявил наличие грубо-, крупно- и мелкозернистых песчаных отложений в разрезах различных районов как северных, так и южных. Форма распространения песчаного материала в плане и проведенный анализ минерального состава в разных частях Урало-Поволжья исключают возможность приноса его с севера. Нам кажется, что гораздо более аргументированнее доказательства в пользу существования здесь в верейское время в наиболее прогнутой части морского эпиконтинентального бассейна мощного палеотечения. Оно имело общее направление с юго-запада на северо-восток. Наталкиваясь на геоморфологически выраженные в рельефе дна Жигулевско-Самаркинские дислокации, в частности на мысовидный выступ в районе Неклюдово, течение расщеплялось на две ветви, одна из которых поворачивала на юго-восток в направлении Могутово — Твердилово — Ероховки, другая — на северо-запад, в направлении Долматовки — Коханов.

В районе Михайловки и Новых Ключей, территория которых также выражалась геоморфологически, происходило новое расщепление потока, правая ветвь которого направлялась на северо-северо-запад к Мочалеевской, Козловке, Якушкино, а левая, поворачивая на запад, обходила Кинель-Черкассы по направлению к Георгиевке и Репьевке, затем загибалась на юго-запад, в сторону Никольской, Спиридоновки, Дергуновки.

Вероятно, именно наличием этой юго-западной ветви объясняется зона отсутствия терригенных коллекторов в районе Ореховка — Благодатовка, где в верейском бассейне, возможно, существовала халистатическая область чистой и прозрачной, слабоподвижной воды — область наиболее ослабленной аккумуляции кластического материала (см. фиг. 1).

Течение, чутко реагирующее на рельеф морского дна, обходящее крупные, выраженные в рельефе структуры, существует в настоящее время в Черном море. По Ю. М. Шокальскому (1959), мощное течение, идущее от Анатолийского побережья Турции до Южного берега Крыма, играющего роль барьера, разделяется на две ветви, образующие два круговых течения: в западной и восточной частях моря.

По некоторой аналогии можно предположить подобную картину и в верейском море. Возможно, предполагаемое палеотечение под влиянием изменений силы или направления ветров и выраженности в рельефе палеоструктур несколько меняло свое положение и силу, хотя общая ориентировка оставалась относительно постоянной. Источником материала, вероятно, служили поднятия, расположенные юго-юго-восточнее. Временами палеотечение было способно переносить лишь мелкий материал, а временами перемещало по дну и во взвешенном состоянии довольно крупные, а иногда и грубые частицы.

О существовании палеотечения в верейском море свидетельствует также необычайно высокий процент слюдистых минералов как в легкой, так и в тяжелой фракции, и весьма низкое содержание рудных компонентов. По Е. Н. Невесскому (1976), минералы с высоким удельным весом скапливаются в прибрежно-морских песках на малых глубинах. Глубже 15—18 м их процентное содержание падает и постепенно повышается количество легких пластинчатых минералов, обладающих повышенной плавучестью.

На литолого-геохимической карте верейского времени (Ларская, Котельникова, 1976) выделяется зона разноса гумусового детрита, количество которого резко уменьшается на северо-запад и на северо-восток. Эта область как бы окаймляет зону движения водных масс, что представляется логичным, так как истертые легкие углефицированные частицы сносятся течением гораздо дальше, чем это происходит нормальной механической дифференциации, и они способны аккумулировать лишь на периферии, вне участков дна, отвечающих основной траектории направленного движения водных масс. Очевидно, Восточно-Оренбургский свод и Жигулевско-Самаркинские дислокации являлись надежной морфологической преградой при разносе обломочного материала. Северо-восточный склон свода служил одновременно барьером в распространении терригенной примеси в верейском море и достаточно уверенной фациальной границей, северо-восточнее которой в бассейне происходило осаждение лишь карбонатно-глинистых и глинистых илов. Неслучайно северо-восточная граница распространения терригенных коллекторов почти полностью совпадает с линией размыва верхнего, мелекесского горизонта башкирского яруса. Это также отражает строение рельефа предверейской поверхности, унаследованного и в ранневерейское время. На крупных тектонических структурах, отчетливо выражавшихся геоморфологически, происходил более интенсивный размыв мелекесских отложений, сохранившихся здесь лишь в центральной части Бузулукской палеовпадины верейского времени. Поэтому в большинстве случаев наиболее крупнозернистый материал (см. фиг. 3) приурочен, как правило, к сводам локальных поднятий, где уменьшалось сечение потока и, следовательно, увеличивалась донная скорость течения. Однако на ряде структур, особенно локальных поднятиях Жигулевско-Самаркинских дислокаций, наиболее грубый материал располагается на крыльях, что вполне естественно, так как этими последними структурами течение отклонялось от своего генерального направления.

Таким образом, весь имеющийся фактический материал о составе, строении терригенных отложений верейского горизонта Среднего Поволжья объясняется исходя из предположения об их морском происхождении и существенной роли в распределении обломочного материала морского течения, текущего в северо-северо-восточном направлении и бифундирующего в районе Жигулевско-Самаркинских дислокаций. Области питания находились южнее, возможно, в районах современной Прикаспийской впадины.

Распространение наиболее емких коллекторов приурочено к осевой части Бузулукской палеовпадины. С зонами фациального замещения коллекторов связаны структурно-литологические ловушки, в некоторых из которых установлены залежи нефти.

Изложенное дает основание предполагать к югу от района выявленных месторождений наличие новых литологических ловушек, приуроченных к песчаным коллекторам верейского горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев М. М., Яриков Г. М., Хачатрян Р. О. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1975.

Берлин Ю. М. Погребенные речные системы в среднем карбоне Нижнего и Среднего Поволжья и их значение для поисков нефти и газа. Автореферат канд. дис. ВНИИОЭГ. М., 1973.

Грачевский М. М., Берлин Ю. М. Об эрозионном палеоврезе верейских нефтеносных песчаников на Дерюжевском месторождении.— Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 12, М., ВНИИОЭГ, 1967.

Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовский И. Г., Ульмишек Г. Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра», 1969.

Ларская Е. С., Котельникова Э. Д. Методика построения литолого-геохимических карт в целях определения мощности, строения и площади распространения нефтегазоматеринских толщ (на примере верейского горизонта Урало-Поволжья).— Тр. ВНИГНИ, вып. 191, 1976.

Марковский Н. И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М., «Недра»,

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука»,

Поэнер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская нефтегазоносная область. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 112. Л., Гостоптехиз-

Санаров С. В., Ханин И. Л. О стратиграфических и литологических залежах нефти в Куйбышевской области.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 6. Семихатова С. В., Рыжова А. А. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области.— Тр. ВНИГНИ, вып. 76. Л., «Недра», 1970. Шокальский Ю. М. Океанография. Изд. АН СССР. Л., 1959.

Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М., «Наука», 1973. Ягофаров Э. Х. Среднекаменноугольные отложения Куйбышевской области.—Тр. Куйбышевского НИИНП, 1965, вып. 30.

внигни. Москва

Дата поступления 12.VIII.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 552.12:552.123:552.51

О КЛАССИФИКАЦИИ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН

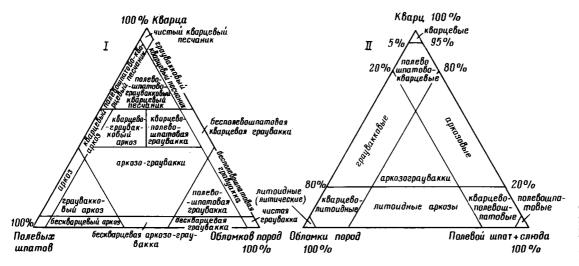
Э. Н. ЯНОВ

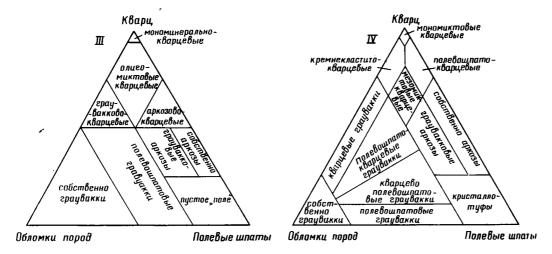
Рассмотрены существующие классификации песчано-алевритовых пород по вещественному составу обломочной части. Предложена новая классификация, основанная на использовании треугольной диаграммы Л. Б. Рухина с измененным подразделением внутреннего поля и дополнительных треугольников. При содержании обломков пород менее 20% различаются песчаники (алевролиты) кварцевые (полевых шпатов меньше 10%), полевошпатово-кварцевые (полевых шпатов 10—25%), кварцево-аркозовые (полевых шпатов больше 20%, но меньше, чем кварца), аркозовые (полевых шпатов больше кварца, но меньше 75%) и полевошпатовые (кварца меньше 25%). При содержаниях обломков пород 20—60% выделяются породы кварцево-литические (полевых шпатов меньше 20%), а песчаники (алевролиты), в которых обломков горных пород больше 60%, именуются литическими. Дополнительный треугольник обломков пород позволяет различать среди литических разностей граномиктовые (с обломками гнейсов, гранитоидов и кислых эффузивов), базомиктовые (с обломками основных магматических пород), седиментомиктовые (с обломками осадочных пород) и собственно полимиктовые. Для детализации состава седиментомиктовых пород может быть использован треугольник, за полюса которого соответственно приняты: 1) кварциты и кремнистые породы, 2) карбонатные и другие хемогенные и биогенные породы, 3) терригенные и глинистые породы.

До настоящего времени не разработалы общепринятая классификация и номенклатура песчано-алевритовых пород, что затрудняет проведение литологических и формационных исследований и особенно использование литературных данных.

В советской литературе наиболее распространены классификации песчаников по вещественному составу обломочной части и лишь изредка в классификацию вводится тип цемента (Теодорович, 1956). Американскими литологами помимо состава обломочных зерен часто учитывается количество глинистого цемента (Klein, 1963; Шутов, 1965), что вряд ли можно признать удачным, так как содержание глинистого вещества в однотипных песчаниках изменчиво. К тому же непонятно, почему из всех типов цемента выбран глинистый.

Л. Б. Рухиным (1956_{1, 2}) предложен классификационный треугольник (фиг. 1-I), который используется большинством авторов последующих классификаций (Граувакки, 1972; Коссовская, 1962; Логвиненко, 1974; Шутов, 1967, и др.). В качестве полюсов треугольной диаграммы Л. Б. Рухиным выбраны кварц, полевые шпаты и обломки пород. Этот принцип теперь общепризнан. Однако поля внутри треугольника выделяются каждым автором по-своему (см. фиг. 1-I—IV и др.). Это связано с неразработанностью номенклатуры и отчасти с недостаточным использованием имеющихся анализов реальных пород для обоснования границ полей.





Фиг. 1. Классификация песчано-алевритовых пород по минеральному составу

І — по Л. Б. Рухину (1956); II — по Н. В. Логвиненко (1974); III — по А. Г. Коссовской (1962); IV — по В. Д. Шутову (1967)

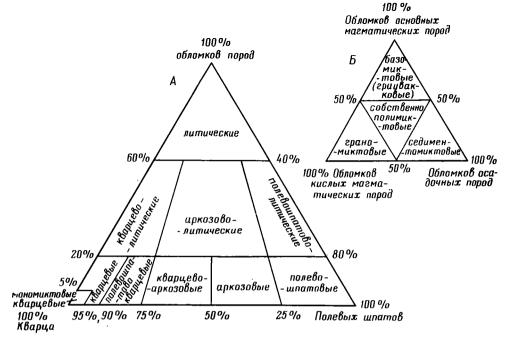
Больше всего разногласий вызывает употребление термина «граувакка». Обычно под граувакками понимали (Геологический словарь, т. I, с. 92) неотсортированные песчаники, состоящие из обломков основных магматических пород (по М. К. Калинко (1958), даже лишь из обломков и минералов основных интрузивных пород). Некоторые американские исследователи (Ф. Петтиджон и др.) называли граувакками песчаные породы, содержащие свыше 15—20% глинистого вещества. Л. Б. Рухин (1956, 2) отнес к грауваккам песчаники, в которых меньше 60% кварца, а обломков пород больше, чем полевых шпатов. А. Г. Коссовская (1962), В. Д. Шутов (Граувакки, 1972) и некоторые другие исследователи под граувакками понимают все песчаники, содержащие больше 25% обломков пород. Такое расширенное понимание термина неоправданно и вносит путаницу в номенклатуру песчаных пород. Например, «грауваккой» именуется известняковый песчаник. К тому же песчаники со значительным количеством обломков пород давно уже называют «литическими» (литоидными) или «минерально-петрокластическими» (Ершова, 1962; Теодорович, 1956).

Мало что разъяснило в понимании термина «граувакка» обращение В. Д. Шутова (1967) к литотипам. Немцы давно выделяют «граувакку Таннер» и «кульмскую граувакку». По современным данным (Helmbold, 1952; Huckenholz, 1959; Mattiat, 1960) они разнотипны (см. фиг. 3-I, II). «Лейпцигская граувакка» Г. Лейтерирца (Leiteritz, 1957) по составу обломочного материала ближе всего к кварцевым аркозам, но со значительной (свыше 35%) примесью глинистого материала (сказалось влияние американской номенклатуры!). Да и вообще поиски литотипов не могли быть успешными, так как указания на них в геологической литературе слишком общие. Например, де ля Бех в 1832 г. называл «граувакковой группой» весь нижний и средний палеозой Англии.

Недостатком классификаций песчаников, основанных на треугольной диаграмме Л. Б. Рухина, как отметил М. К. Калинко (1958), является слабый учет состава обломков горных пород. Устранить этот недостаток попытались Г. Н. Бровков и А. Е. Могилев (1965), предложившие строить самостоятельные классификационные треугольники для кремнитов (содержащих более 50% обломков кварцитов и кремней), аркозов, граувакк (с обломками мафических пород и минералов), лититов (содержащих свыше 50% обломков карбонатных, глинистых и других пород) и миктитов. Попытка эта не была удачной. Например, песчаники, содержащие 40—90% полевых шпатов и не более 10% обломков пород,— типичные аркозы — названы граувакками, а аркозами именуются песчаные породы, сложенные преимущественно обломками кислых магматических и метаморфических пород. К тому же система многочисленных треугольников слишком громоздка.

Гораздо перспективнее использование дополнительных — «дочерних» треугольников кварца, полевых шпатов и обломков пород, предложенное А. Г. Коссовской (1962). Состав обломков на полюсах последнего треугольника, на наш взгляд, наиболее важного, не был строго фиксирован и предлагалось выбирать его в зависимости от типа изучаемых песчаников. В. Д. Шутов (1967) два полюса треугольника группы обломков пород отвел кислым и основным изверженным породам, а третий — обломкам осадочных пород. Этот треугольник разделен на три поля (фельзит-порфировые, порфирит-базальтовые и лититовые или литокластические граувакки). В. Д. Шутов отказался от дочернего треугольника кварца, но сохранил треугольник полевых шпатов, что вряд ли требовалось для общей классификации песчаников.

Несогласованность и противоречивость существующих классификаций побудили автора предложить новую классификацию песчано-алевритовых пород (фиг. 2, таблица), основанную также на использовании



Фиг. 2. Предлагаемая классификация песчано-алевритовых пород по вещественному составу обломочных зерен

А — основной классификационный треугольник; Б — дополнительный треугольник обломков пород (содержание обломков пород приведено к 100%)

треугольной диаграммы Л. Б. Рухина (с иным, чем ранее, подразделением внутреннего поля) и дополнительного треугольника обломков горных пород, предложенного В. Д. Шутовым. Первый вариант этой классификации был опубликован (Янов, Логинов, 1971), но без подробного объяснения.

За полюса основного классификационного треугольника, как обычно, принимают кварц, полевые шпаты и обломки пород, суммарное содержание которых приводится к 100%. Другие компоненты (например, слюды) не учитываются. При необходимости можно вводить дополнительное определение породы: «слюдистый аркозовый песчаник» и т. п.

Главным критерием классификации «минеральных» песчано-алевритовых пород, содержащих не более 20% обломков горных пород, является соотношение кварца и полевых шпатов. Выделяются кварцевые по-

Классификация	песчано-алевритовых	пород	по	вещественному	составу		
обломочных зерен							

_	Содержа	Кварц: поле-		
Породы	кварц	полевые шпаты	BMC IIIII ATM	
Кварцевые, в том числе мономиктовые квар- цевые Полевошпатсво-кварцевые Кварцево-аркозовые Аркозовые Полевошпатовые Кварцево-литические Аркозово-литические Полевошпатово-литические Литические	70—100 90—100 60—90 40—75 25—50 0—25 30—80 10—60 0—20 0—40	0-10 0-5 10-25 20-50 40-75 60-100 0-20 10-60 30-80 0-40	0-20 0-5 0-20 0-20 0-20 0-20 20-60 20-60 20-60 60-100	>9 >19 9-3 3-1 1-1/3 <1/3 >3 3-1/3 <1/3 -1/3

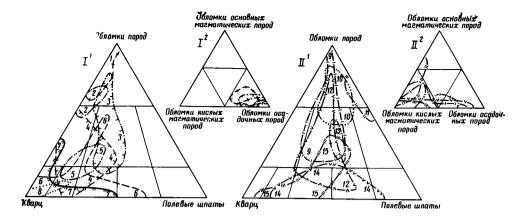
роды, состоящие в основном из зерен кварца и содержащие не более 10% зерен полевых шпатов и не свыше 20% обломков пород (почти исключительно кварцитов и кремней). Особо могут быть выделены мономиктовые кварцевые разности, в которых примесь и полевых шпатов и обломков пород не превышает 5%. При содержании зерен полевых шпатов от 10 до 25% породы именуются полевошпатово-кварцевыми. Очевидно, нет необходимости выделять «кварцево-полевошпатовые» разности, тем более что в некоторых классификациях (см. фиг. 1-II) так называют породы, состоящие в основном из зерен полевых шпатов. Когда содержание полевых шпатов более 20%, но не превышает количества кварца, породу можно называть кварцево-аркозовой. Собственно аркозы содержат полевых шпатов больше, чем кварца, но не свыше 75% и не более 20% обломков пород. Наконец, породы, сложенные в основном зернами полевых шпатов и содержащие не более 25% кварца и не свыше 20% обломков пород, называются полевошпатовыми. Они очень редки. А. Г. Коссовская выделяла поэтому в классификационном треугольнике «пустое поле», В. Д. Шутов не нашел других представителей полевошпатовых пород, кроме кристаллотуфов, не являющихся собственно осадочными. Однако имеются сведения, что в Саяно-Алтайской складчатой области на границах размытых девонских лавовых потоков встречаются мелкие линзовидные пласты плагиоклазовых алевролитов (Литология..., 1967).

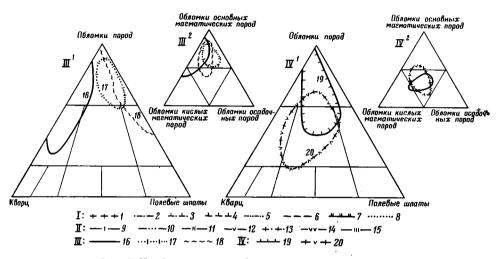
Для песчаников и алевролитов, сфдержащих 20—60% обломочных зерен горных пород, соотношение кварца и полевых шпатов — признак важный, но не единственный. Отразить состав обломков горных пород на основной диаграмме невозможно, и поэтому мы выделяем в соответствующей части этой диаграммы укрупненные поля — почти такие же, как в классификации Н. В. Логвиненко (см. фиг. 1-II). Достаточно различать породы кварцево-литические, содержащие не более 20% зерен полевых шпатов; полевошпатово-литические (менее 10—20% кварца) и аркозово-литические, содержащие от 10—20 до 60% кварца, полевых шпатов и обломков пород. Термин «литический», распространенный в американской литературе, означает обогащенность обломками пород.

Наконец, необходимо различать собственно литические разности, содержащие свыше 60% обломков пород. Это поле выделяется в диаграмме не только для того, чтобы ограничить поле «незрелых граувакк» (как считает В. Д. Шутов), но и чтобы подчеркнуть главную роль в их классификации состава обломков пород, а не соотношения кварца и полевых шпатов. Последнее подтверждается и тем, что часто песчаники с различным составом обломков горных пород занимают одинаковые поля на основной классификационной диаграмме (фиг. 3).

Для дальнейшего уточнения принадлежности литических и «минерально»-литических пород используется дополнительный треугольник, для построения которого суммарное содержание обломков пород приравнивается к 100%. Один из полюсов дополнительного треугольника отвечает обломкам основных магматических пород (иногда также и ультраосновных и средних — андезиты), другой полюс — обломкам гранитоидов, их эффузивных аналогов и гнейсов, а третий — обломкам осадочных пород, в том числе и метаморфизованных (филлитовая, зеленосланцевая фации метаморфизма).

Треугольник подразделяется на четыре поля (а не на три, как у В. Д. Шутова). Породы, содержащие более 50% обломков основных магматических пород (базитов), можно условно назвать «базомиктовыми». Если бы удалось сохранить термин «граувакка» в его первоначальном понимании, то не потребовалось бы введение нового термина. По аналогии породы, содержащие более половины обломков гранитоидов и кислых эффузивов, именуются «граномиктовыми», а породы, в которых свыше 50% обломков осадочных пород,— «седиментомикто-





Фиг. 3. Конфигурация полей разнотипных песчаников

I — полевошпатово-кварцево-седиментомиктовые ассоциации, отложения: I — верхнепермские печорской серии Печорского бассейна, по А. Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 2 — фаменско-нижнекаменноугольные Агуйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай); 3 — кульмская «граувакка» Верхнего Гарца, по Б. Маттиату (Mattiat, 1960); 4 — средне-верхнекаменноугольные Передового хребта Кавказа; 5 — нижнетриасовые эпчикской свиты Передового хребта Кавказа; 6 — среднедевонские павловской свиты Рыбинской впадины; 7 — верхнедевонские чаргинской свиты Рыбинской впадины; 8 — норийские Передового хребта Кавказа; II — аркозово-граномиктовые ассоциации, отложения: 9 — татарского яруса Оренбургского Приуралья, по А. Г. Коссовской и Т. Н. Соколовой (Граувакки, 1972); 10 — среднекаменноугольные джезказганской свиты Джезжазганской впадины, по В. Д. Шутову (Граувакки, 1972); 11 — визейские Карагандинского бассейна, по В. Д. Шутову (Граувакки, 1972); 12 — верхнепермские гималдыкской свиты Передового хребта Кавказа; 13 — фаменско-нижнекаменноугольные «граувакки» Таннер Гарца, по Р. Хельмболду (Helmbold, 1952) и Г. Г. Хукенхольцу (Нискепholz, 1959); 14 — среднедевонские карымовской свиты Рыбинской впадины; 15 — франские узунтальской свиты Ануйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай), III — базомиктовые (граувакковые) ассоциации, отложения: 16 — девонские Передового хребта Кавказа; 17 — пермо-триасовые Печорского бассейна, по В. Д. Шутову (Граувакки, 1972); IV — полимиктовые карагандинского бассейна, по В. Д. Шутову (Граувакки, 1972); 20 — пермо-триасовые Мангышлака, по В. И. Муравьеву (Граувакки, 1972)

выми» (здесь не подходит термин «литический», так как слово lithos — «камень» обозначает не только осадочную, но и любую другую горную породу). Кроме того, намечается поле собственно полимиктовых пород, в которых содержание обломков пород каждой из трех основных групп не превышает 50%. Такое понимание «собственно полимиктовых» пород соответствует предложениям М. К. Калинко (1958) и не противоречит определению, которое дано в «Геологическом словаре»: «неоднородный по составу песчаник (алевролит), сложенный обломочными зернами разнообразных горных пород (магматических, осадочных, метаморфических) и различных минералов» (т. 2, с. 85).

Понятие «седиментомиктовый» песчаник (или алевролит) все же слишком общее и, если имеется какой-либо преобладающий тип обломков осадочных пород, желательно уточнить это название: «известняковый песчаник», «фосфоритовый песчаник» и т. п. Для уточнения состава седиментомиктовых песчаников можно также построить второй дополнительный треугольник, приняв содержание обломков осадочных пород за 100%. Вершинам этого треугольника могли бы соответствовать: 1) карбонатные породы, 2) кварциты и кремнистые породы, 3) обломочные и глинистые породы. В этом треугольнике нашли бы место такие выделенные М. К. Калинко (1958) типы пород, как «хемокластиты», «кремнекластиты» и «бикластиты» (из обломков терригенных и глинистых пород). Центральная часть поля соответствовала бы собственно седиментомиктовым породам.

Предложенная классификация дает, таким образом, возможность последовательного уточнения номенклатуры песчано-алевритовых пород. На первом этапе исследований достаточно будет выделить, например, «аркозово-литические» и «литические» песчаники. После уточнения состава обломков пород эти названия можно заменить другими, допустим, «аркозово-граномиктовые» и «базомиктовые» (граувакковые) песчаники. Или среди ранее выделенных «кварцево-литических» песчаников наметить «кварцево-базомиктовые» и «кварцево-седиментомиктовые» (кремнево-кварцитовые) разности.

Попытаемся обосновать предложенное деление внутреннего поля основной классификационной диаграммы. Для этого на фиг. З на основные и дополнительные треугольники нанесены контуры полей разнотипных песчаников разного возраста как по материалам автора, так и по литературным данным, и в первую очередь заимствованные из весьма богатой фактическим материалом монографии «Граувакки» (1972).

Поле литических пород ограничивается уровнем 60%-ного содержания обломков пород, так как во многих толщах, в частности верхнепермских и пермо-триасовых Печорского бассейна (фиг. 3-I, III), по данным А. Г. Коссовской (Граувакки, 1972), процент обломков пород не опускается ниже 60. Однако можно принять и другую границу литического поля, соответствующую содержанию 50% обломков пород (как в схеме А. Г. Коссовской). Такая граница подчеркивалась бы минимальными содержаниями обломков пород в фаменско-нижнекаменноугольных отложениях (черемшанская свита) Горного Алтая, в джезказганской свите и визейских отложениях Карагандинского бассейна, по данным В. Д. Шутова (Граувакки, 1972).

Кварцево-литическое, аркозово-литическое и полевошпатово-литическое поля отвечают трем направлениям изменения состава минеральных ассоциаций при их «созревании». Конфигурация и ориентировка полей разнотипных песчаников вполне соответствуют границам и ориентировке полей классификационной диаграммы.

Аркозово-литическое поле расположено на линии изменения граномиктово-аркозовых ассоциаций (см. фиг. 3-II, поля гималдыкской свиты верхней перми Кавказа, татарского яруса Оренбургского Приуралья, «граувакки Таннер» и др.). При переотложении и дезинтеграции обломочного материала высвобождаются зерна минералов, которые в процентном отношении начинают преобладать над обломками пород, причем содержания кварца и полевых шпатов близки. Поэтому мы не делим аркозово-литическое поле на два — с преобладанием кварца и с преобладанием полевых шпатов, как это делает В. Д. Шутов (фиг. 1-IV). Конечным итогом процесса «созревания» граномиктовых песчаников в аридных зонах при активных тектонических движениях является образование аркозовых толщ, типичным представителем которых может служить карымовская свита девона Рыбинской впадины (см. фиг. 3-II, 14). В песчаниках карымовской свиты содержится не более 20% обломков пород, по составу они аркозовые и кварцево-аркозовые, а мелкозернистые разности иногда полевошпатово-кварцевые.

Направление развития минеральных ассоциаций собственно полимиктовых пород оказалось сходным с развитием граномиктово-аркозовых ассоциаций (см. фиг. 3-IV).

Кварцево-литическое поле соответствует направлению изменения седиментомиктовых ассоциаций (фиг. 3-1) преимущественно в областях гумидного климата (Шутов, 1967) и в условиях относительного тектонического покоя, выражающегося в увеличении степени «зрелости» пород, возрастании роли кварца и устойчивых обломков пород (кварциты, кремни). Иногда, впрочем, поля седиментомиктовых пород захватывают и часть аркозово-литического поля (кульмская «граувакка» и др.), тяготея к «аркозовой» линии развития. Выбранная нами граница кварцеволитического поля по содержанию полевых шпатов в количестве 20% хорошо подчеркивается, в частности, «шлейфом» минерально-литических песчаников павловской свиты среднего девона Рыбинской впадины (см. фиг. 3-1, 6), которые принадлежат к крупнозернистым разностям и содержат около 20% зерен полевых шпатов и до 40—50% кварцитов и кремнистых пород. Конфигурация поля песчаников павловской свиты показывает два направления «созревания» ее обломочного материала: за счет переработки седиментомиктовых и аркозовых пород (павловская свита залегает непосредственно на «аркозовой» карымовской свите, включает как типичные аркозы и кварцевые аркозы, так и сравнительно чистые кварцевые песчаники). Еще более показательна в этом отношении конфигурация поля песчаников верхнедевонской чаргинской свиты Рыбинской впадины, в которой преобладают кварцевые песчаники и даже имеются месторождения формовочных песков, но на западе впадины встречаются кремнево-кварцевые песчаники, а некоторые мелкозернистые разности пород создают «аркозовый шлейф» на диаграмме.

Кроме седиментомиктовых пород к кварцево-литическому полю приурочены и поля некоторых базомиктовых песчаников, например девонских песчаников Передового хребта Кавказа (см. фиг. 3-III, 16). У других базомиктовых пород в условиях преимущественного действия механического выветривания линия развития тяготеет к полевошпатово-литическому полю (см. фиг. 3-III, 17, 18). Таким образом, Г. И. Теодорович (1956) с полным основанием различал кварцевые и полевошпатовые граувакки (в первоначальном понимании этого термина).

За верхнюю границу полей «минеральных» песчаников принято содержание обломков пород 20%, как в классификациях М. К. Калинко (1958) и Н. В. Логвиненко (1974). Эта граница лучше всего соответствует конфигурации полей песчано-алевритовых пород разных типов (см. фиг. 3). Типы «минеральных» песчаников принимаются в геологической литературе наиболее однозначно. Однако имеются и спорные вопросы: надо ли разделять собственно аркозы и кварцевые аркозы? Следует ли выделять «кварцево-полевошпатовые» песчаники отдельно от полевошпатово-кварцевых? Конфигурация поля песчаников карымовской свиты свидетельствует как будто против разделения аркозовых и кварцево-аркозовых пород, но есть ряд толщ (узунтальская свита верхнего девона Горного Алтая, средний — верхний карбон Передового хребта Кавказа и др.), в песчаниках которых содержание полевых шпатов часто больше 25%, но не превышает 50% (см. фиг. 3-I, 4; 3-II, 15 и др.). Следовательно, имеются основания для выделения кварцевых аркозов. Полевошпатово-кварцевые (или олигомиктовые) породы вошли во все классификации, но для «кварцево-полевошпатовых» пород в диаграмме уже не остается места, потому что полевошпатово-кварцевые разности содержат полевых шпатов 10—25%, а если полевых шпатов больше 25%, то обычно выделяют уже аркозы (Геологический словарь, 1973). Именовать «кварцево-полевошпатовыми» породы, состоящие почти исключительно из зерен полевых шпатов, как это делает Н. В. Логвиненко (1974). было неверно, к тому же названия «полевошпатово-кварцевые» и «кварцево-полевошпатовые» при их совместном использовании постоянно путают.

Предложенная классификация песчано-алевритовых пород, на наш взгляд, достаточно обоснована фактическим материалом и учитывает достижения предшествующих классификаций (В. Д. Шутова, Н. В. Логвиненко и др.). Отказ от использования некоторых утративших определенность терминов («граувакки» в широком понимании и др.) позволяет принять более строгую и однозначную номенклатуру, а сравнительная простота классификационной диаграммы дает возможность успешно использовать ее для интерпретации анализов любых песчано-алевритовых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бровков Г. Н., Могилев А. Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу.— Литол. и полезн. ископ., № 6, 1965. Геологический словарь. Т. Т. I и II. М., «Недра», 1973.

Граувакки. — Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 238.

Ершов Г. И. Вопросы номенклатуры и классификации обломочных и глинистых пород.— В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. І. М., Гос-геолтехиздат, 1962.

Калинко М. К. Песчаные породы.—В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу.— Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1962, вып. 12, № 310.

Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследова-

ния). Изд. 2. М., «Высшая школа», 1974. Рухин Л. Б. О классификации смешанных осадочных пород. — Вестн. ЛГУ, 1956₁, № 12.

Рухин Л. Б. О классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород.— Вестн. ЛГУ, 1956₂, № 24. Теодорович Г. И. О классификации песчаников по вещественному составу.— Разведка

и охрана недр, 1956, № 12. Шутов В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.

Шутов В. Д. Классификация песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 278.

Янов Э. Н., Логинов Ю. М. О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.

Helmbold R. Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken.— Heidelberger Beitr. Miner. und Petrogr., 1952, B. 3, H. 4.

Huckenholz H. G. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. Beitr. Miner. und Petrogr., 1959, B. 6, H. 5.

Klein G. de V. Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature, 1940—1960.—Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74, No. 5.

Leiteritz H. Oberdevonkonglomerate am Nordwestrand des sächsischen Granulitgebirges.—Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Chem., Geol. und Biol., 1957, No. 5.

Mattiat B. Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke.—Beitr. Miner. und Petrogr., 1960, B. 7, H. 4.

Дата поступления Ž0.I.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 553.494 (571.1 + 571.5)

ОСАДОЧНЫЕ ТИТАНОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ

В. А. ДАРГЕВИЧ

Изучены и систематизированы осадочные титаноносные формации мезозоя Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Приведена сравнительная характеристика вулканогенно-осадочных титаноносных формаций Алтае-Саянской области, Русской платформы и Восточного Казахстана. По литологической характеристике осадочные титаноносные формации

Сибири разделены на каолинито-кварцевые, мезомиктовые и полимиктовые. Приведены данные по условиям образования титаноносных отложений.

На территории Сибири известны многочисленные россыпные месторождения и проявления титановых минералов, которые приурочены к толщам терригенных или вулканогенно-терригенных пород разного возраста, состава и генезиса. Основная масса россыпей залегает в разрезах мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы на следующих стратиграфических уровнях: рэт — нижний лейас, апт — альб — сеноман, верхний мел, верхний эоцен, нижний — средний олигоцен, верхний олигоцен, верхний олигоцен, имеют неодинаковый состав, и, соответственно, россыпи, приуроченные к ним, различаются по слагающим их компонентам.

Рэт — нижний лейас в южной части Сибирской платформы представлен толщами конгломератов, гравелитов, песчаников, в различной степени сцементированных, с прослоями алевролитов, реже аргиллитов, углистых аргиллитов, сидеритов и углей. Они расчленяются на свиты: иреляхскую, трошковскую (ранее выделяемую в тулунскую, даурскую толщи), подсвиты: нижнепереяславскую, нижнезаларинскую, нижние части свит чайкинской и карабулинской.

Песчаные прослои преобладают в нижней части разрезов этих толщ и свит и имеют полимиктовый и мезомиктовый и в редких случаях кварцевый составы. Глинистые породы, этой толщи имеют в основном гидрослюдистый, монтмориллонитовый и реже каолинит-гидрослюдистый состав. Песчаники обычно довольно слабо отсортированы, мелко- и тонкозернисты, в ряде участков обогащены ильменитом. Содержание кварца в этих песчаниках изменяется от 25 до 85%. Содержание полевых шпатов колеблется от 10 до 40%. Присутствуют обломки пород в количестве до 35%. Полевые шпаты в продуктивной толще россыпей обычно свежие или слабокаолинизированные, имеются кислые и основные разновидности. В тяжелой фракции преобладают ильменит, рутил, гранат, магнетит, реже циркон, турмалин, эпидот, сфен, апатит.

Ильменит в составе россыпей этой формации обычно мелкозернистый, размеры его зерен около 0,1 *мм*, довольно свежий, слаболейкоксенизированный. Қаолинит в цементе этих песчаников обычно отсутствует.

По В. А. Блинову (Блинов и др., 1966), отложения нижней части разреза юры, к которым приурочены россыпи титановых минералов, фор-

мировались в прибрежных зонах мелководных крупных озер. По Ф. Г. Долгову, П. П. Середкину (1964) и Г. Ж. Файнштейну (1971), отложения рэта — нижнего лейаса представлены континентальной толщей сложного генезиса: элювиально-делювиального, ложкового и аллювиального. Россыпи, по их мнению, имеют в основном ложковый генезис. Содержание кварца в россыпях изменяется от 60 до 85%, полевых шпатов — от 5 до 15%, а ильменита в тяжелой фракции — от 10 до 98%.

Образование россыпей титановых минєралов в отложениях рэта — нижнего лейаса определяется размывом в эту эпоху коры выветривания на траппах, не достигавшей каолинитовой и тем более латеритной стадии, что было обусловлено, по нашему мнению, неблагоприятной климатической и геоморфологической обстановкой в южной части Сибирской платформы в верхнетриасово-нижнеюрскую эпоху.

Таким образом, отложения рэта — нижнего лейаса образовались в условиях аккумулятивной и аккумулятивно-денудационной равнин в зоне умеренно теплого гумидного климата, т. е. в ландшафтно-климатической обстановке, неблагоприятной для формирования мощной высокозрелой коры выветривания каолинового состава на больших площадях.

Россыпи титановых минералов апт — альб — сеномана приурочены к континентальным толщам иного состава. На территории Западно-Сибирской плиты это свиты: кийская, леньковская, синарская, мысовская. Все эти свиты бокситоносны и содержат продукты переотложения кор выветривания латеритного и каолинового типов и горизонты латеритного неоэлювия. В них имеются россыпи элювиально-делювиального и алювиального генезиса.

Сложены эти свиты глинами каолинитового, каолинит-гидрослюдистого составов, кварцевыми песками, реже аллитами и бокситами. Титановые минералы приурочены как к песчаным, так и к глинистым породам. Наиболее значительные россыпи залегают в толще нижнекийской подсвиты, сложенной в основном песками и галечниками. В песках содержание кварца в легкой фракции обычно превышает 80 и достигает иногда 98%. Содержание полевых шпатов не превышает 20%, обычно около 5%, слюд—1—2% и обломков кремнистых и ожелезненных пород—5—7%. Полевые шпаты представлены в основном кислыми разностями и интенсивно каолинизированы.

Тяжелая фракция песков характеризуется резким преобладанием ильменита — 60-90%, в среднем около 70-80%, и лейкоксена — 10-40%. Содержание слабоустойчивых минералов (гранат, эпидот, пироксены и амфиболы) в сумме не превышает 10% тяжелой фракции, а чаще составляет 2-3%. Коэффициент устойчивости, по Γ . С. Момджи (1960), в песках этой толщи более +2,5. Ильменит лейкоксенизирован, размеры его зерен 0.07-0.2 мм.

Нижнекийская подсвита распространена во впадинах докийского рельефа. Она представляет собой толщу аллювиальных и делювиальноаллювиальных стложений с фациями русла, поймы, склонов долин и водоразделов. Образование апт — альо — сеноманских титаноносных отложений происходило в условиях денудационной и денудационно-аккумулятивной равнин в зоне очень теплого переменно-влажного климата, благоприятного для формирования мощного плаща каолиновой и местами латеритной коры выветривания. Низменная аккумулятивная равнина этой эпохи была ареной образования иных терригенных осадков, мезомиктового состава, угленосных и не содержащих титановых россыпей.

Сопоставление континентальных толщ рэта — нижнего лейаса и апт — альб — сеномана показывает отчетливые различия в их составе, причиной которых является формирование их в разных ландшафтно-климатических зонах платформ. Это мезо- и полимиктовый состав песков и гидрослюдистый глин для рэт — лейаса и кварцевый состав песков и ка-

олинитовый или каолинит-гидрослюдистый состав глин в толщах апт — альб — сеномана. Таким образом, оказывается, что эти толщи сложены разным парагенезом пород и названы нами мезомиктовой и каолинито-кварцевой континентальными терригенными формациями. Так как и та, и другая формации содержат россыпные месторождения титановых минералов, то они относятся нами к титаноносным.

Россыпи верхнеэоценового уровня приурочены в основном к толщам прибрежно-морского генезиса (кусковская свита в Томском районе и ее аналоги в приказахстанской части Западно-Сибирской плиты). Эти толщи представлены преимущественно песчано-алевритовыми осадками кварцевого состава с каолинитовым глинистым цементом, иногда с прослоями гравелитов, редко галечников и буро-серых алевролитов с растительными остатками. В некоторых случаях в них отмечаются прослои зеленых бейделлитовых или монтмориллонитовых глин, иногда лигнитов.

Содержание кварца в слабосцементированных песках и алевролитах этой формации высокое, обычно выше 80%, часто достигает 95%. Зерна полевых шпатов, среди которых обычно отсутствуют основные разности, сильно изменены, каолинизированы. Каолинит составляет до 20% легкой фракции. Он отмечается в цементе, а также образует в ряде случаев тонкие прослои. Характерно присутствие в песках линз и прослоев кремнистых песчаников в кровле формации. В составе тяжелой фракции песков кусковской свиты и ее аналогов резко преобладают минералы, устойчивые к химическому выветриванию: ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, турмалин, кианит, ставролит и др. Коэффициент устойчивости, по Γ . С. Момджи,— +2.5— +2.9. Из менее устойчивых минералов присутствуют иногда гранаты, эпидот, хромит, апатит, очень редко пироксены и амфиболы. Ильменит обычно сильно изменен, лейкоксенизирован. Зернистость его очень мелкая, размеры зерен изменяются в пределах 0,05— 0,15 мм. Мелкие размеры зерен ильменита затрудняют процесс обогащения песков этих россыпей, а интенсивная лейкоксенизация ильменита и присутствие вредных примесей (хромит) не позволяют получить из концентрата высококачественную пигментную двуокись титана.

Формирование россыпей верхнеэоценового возраста определяется наличием в областях питания эоценовой эпохи, характеризовавшейся очень теплым гумидным климатом, широко развитой коры выветривания каолинитового состава, а в области седиментации — крупного морского бассейна, достигавшего окраин Западно-Сибирской плиты. Кварцевый состав песков и каолинитовых глин этих толщ позволяет выделить их в каолинито-кварцевую терригенную прибрежно-морскую формацию.

В современных условиях аналоги каолинито-кварцевых титаноносных формаций образуются в тропических и субтропических зонах, где происходит интенсивное химическое выветривание. В подобных условиях в рыхлых продуктах переотложения кор выветривания концентрируется обломочный материал наиболее устойчивых пород и минералов, гравитационная дифференциация которого в условиях прибрежного волнения и морских течений образует очень богатые россыпи титановых минералов, циркона и часто монацита. Такие россыпи известны на океанических побережьях Индии, Австралии, Бразилии, Шри Ланки и в других местах тропической и субтропической зон земного шара (Малышев, 1957). Суммарное содержание минералов тяжелой фракции в этих россыпях достигает 50 и даже 80% породы. Причем среди них почти отсутствуют минералы, неустойчивые против химического выветривания.

Россыпи верхнеолигоценового возраста и вмещающая их толща на территории Западно-Сибирской плиты характеризуются иным составом и образовались в иных ландшафтно-климатических условиях, чем россыпи верхнеэоценовой прибрежно-морской формации. Они приурочены к базальному горизонту туртасской или журавской свит, распространенных в Тарском, Омском и Павлодарском Прииртышье, в Кулундинско-

Барабинском районе, Ордынском Приобье и Тюменском Зауралье. Если туртасская или журавская свиты сложены в основном алевритами полимиктового состава, то в их базальном горизонте отмечаются черты переходного характера между составом подстилающей новомихайловской свиты (каолинито-кварцевой континентальной титаноносной формацией) и туртасской свиты.

В базальном горизонте содержание кварца в песках достигает 70—80, редко 90%, а полевых шпатов и слюд — соответственно от 5—10 до 30%. В тяжелой фракции этого горизонта преобладают минералы, устойчивые при химическом выветривании: ильменит, рутил, циркон, турмалин и др., но, кроме того, отмечается присутствие эпидота от 10 до 40%, амфиболов 2—3% и магнетита до 30%. Коэффициент устойчивости, по Г. С. Момджи, не достигает положительных значений. Особенности состава базального горизонта туртасской (журавской) свиты определяются унаследованностью его состава от подстилающих россыпи рыхлых песчано-глинистых отложений среднеолигоценового возраста, так как россыпи образовались в прибрежной и мелководной зоне трансгрессировавшего бассейна за счет размыва береговых уступов, островов и отмелей, сложенных рыхлыми отложениями подстилающей толщи.

Сравнение состава вмещающих россыпи верхнеэоценовых и верхнеолигоценовых пород и самих россыпей доказывает, что ландшафтноклиматические условия этих эпох в Западной Сибири различаются довольно значительно. Если первая образовалась в зоне теплого гумидного климата и рельефа, благоприятного для интенсивного химического выветривания и образования кор выветривания каолинитового состава, то вторая — в зоне не теплого, а умеренно теплого гумидного климата, при котором выветривание ограничивалось преимущественно гидрослюдистой стадией. Размыв последней и дал поли- и мезомиктовый составы толщ. Вероятно, из области питания поступал в основном полимиктовый материал, а в прибрежной зоне он разбавлялся при размыве подстилающих толщ каолинито-кварцевой формации. В итоге базальный горизонт приобрел мезомиктовый состав и относится нами к мезомиктовой терригенной титаноносной формации. Этому способствовал и процесс механической дифференциации по удельному весу обломочного материала в прибрежной зоне туртасского бассейна.

Многочисленные россыпи ильменита и титаномагнетита небольших масштабов известны в четвертичных аллювиальных, грубообломочных толщах полимиктового состава на Сибирской платформе, Енисейском кряже, в Кузнецком Алатау, в Восточном Казахстане. Это толщи рыхлых песков и галечников, которые залегают обычно в пределах речных долин, в руслах и на террасах. Они относятся нами к полимиктовой континентальной терригенной титаноносной формации. Состав их весьма разнообразен и зависит от состава области водосбора рек. Однако ог отличается от каолинито-кварцевых формаций более низким содержанием кварца (обычно менее 50%), отсутствием каолинизации полевых шпатов, их разнообразием, а также присутствием в тяжелой фракции значительных количеств минералов, слабо устойчивых при химическом выветривании, и отрицательными значениями коэффициентов устойчивости.

Так, например, в россыпях рек Бахты и Подкаменной Тунгуски на Сибирской платформе содержание кварца в россыпях не превышает обычно 30%, остальные минералы легкой фракции представлены свежими полевыми шпатами (в основном плагиоклазами), обломками пород трапповой формации и в меньшей степени палеозойских песчаников и сланцев. Среди минералов тяжелой фракции основную массу (до 80%) составляют пироксены и лишь 10—30% занимает ильменит. Это определяется тем, что при размыве не подвергшихся химическому выветриванию трапповых массивов в реки поступают в огромном количестве тя-

желые минералы близкого к ильмениту удельного веса (магнетит, пироксены, оливин, амфиболы), которые не огделяются в процессе гидродинамической дифференциации в реках (в общем довольно слабой) от ильменита и поступают вместе с ним в россыпь, разубоживая ее.

Несколько более высокие содержания ильменита известны в россыпях районов, в которых источниками ильменита были не траппы или другие основные изверженные породы, а метаморфические сланцы, например, на Енисейском кряже.

Из-за пестроты и невыдержанности фациального состава и низкого содержания титановых минералов в тяжелой фракции перспективы полимиктовых формаций континентального генезиса на россыпи весьма ограничены.

Однако сказанное выше нельзя распространять на все полимиктовые толщи, так как формации прибрежно-морского типа в ряде случаев содержат богатые россыпи титановых минералов. Современные побережья Балтийского, Черного и Азовского морей в ряде случаев могут рассматриваться как модели формирования этих формаций (Барковская, 1963; Аксенов и др., 1965; Булава и Трофимов, 1956 и др.).

На побережье Северного Ледовитого океана, на полуострове Таймыр, известны высокие содержания ильменита в пляжных отложениях (Коробова, 1965; Забияка, 1974), обусловленные размывом протерозойских метаморфических сланцев, в которых ильменит является породообразующим минералом наряду с гранатом, ставролитом, хлоритом, серицитом и др. Физическое морозное выветривание береговых скал создает скопления этих зерен, а гидродинамическая дифференциация обусловливает их сортировку по размерам и удельному весу и образование участков, обогащенных ильменитом до сотен кг/т.

Подобные россыпи могут быть встречены не только в четвертичных, но и в древних терригенных полимиктовых формациях прибрежно-морского типа. Например, предположительно титаноносными являются полимиктовые прибрежно-морские формации юрского возраста на Сибирской платформе. Это терригенные полимиктовые толщи плинсбаха, бат — келловея и волжско-валанжинского возраста в разрезах западного склона Вилюйской синеклизы, Приверхоянского и Лено-Енисейского прогибов.

Таким образом, нельзя отрицательно оценивать перспективы титаноносности прибрежно-морских песчаных формаций только на том основании, что они имеют полимиктовый состав. Эти толщи могут во многих случаях быть вместилищами россыпей ильменита и, что очень важно, ильменита не лейкоксенизированного, как в песках каолинито-кварцевых формаций.

Итак, в Сибири нами выделяются следующие типы осадочных титаноносных формаций: терригенные каолинито-кварцевые прибрежно-морские и континентальные, терригенные мезомиктовые и полимиктовые континентальные и прибрежно-морские. Они образуются в различных ландшафтно-климатических зонах в платформенных условиях и характеризуются неодинаковым составом пород, который в усредненном виде показан в табл. 1. В ней приводятся средние содержания наиболее распространенных минералов в россыпях разных формаций, размеры и коэффициент сортировки зерен песка и рудных минералов. Как видно из этой таблицы, россыпи разных формаций довольно существенно отличаются друг от друга по составу, а россыпи континентального и прибрежно-морского генезиса одинаковых формаций отличаются по гранулометрии.

Помимо вещественного состава россыпи разных титаноносных формаций отличаются по приуроченности к разным стратиграфическим горизонтам и регионам Сибири. Их положение в стратиграфическом разрезе мезозоя и кайнозоя среди других формаций, слагающих чехол

	Формации												
Литолого-минералогичес-	каолинит	о-кварцевые	мезом	иктовые	полимиктовые								
кая характеристика	континен- тальные	прибрежно- морские	континен- тальные	прибрежно- морские	континен- тальные	прибрежно- морские							
Средний размер зерен, мм	0,05-2,0	0,08-0,33	0,01-0,40	0,05-0,09	0,130,19	0,05-0,5							
Коэффициент сортировки	0,13-0,55	0,03-0,23	0,08-0,27	0,03-0,08	0,11-0,88	0,10-0,21							
Размер рудных зерен, им	0,01-0,25	0,01-0,15	0.02-0.15	0,05-0,10	0,05-0,5	0,1-0,2 (до 6,0)							
Легкая формация:			, ,	' '		' "'							
кварц	80—98	80—95	5085	5085	20-40	10—90							
полевые шпаты	левые шпаты 2—10		1025	10-26	3050	10—50							
каолинит	10-20	10—15	_	_	_	_							
Тяжелая фракция:													
ильменит	50—90	26—60	30—98	20—60	5—28	1080							
лейкоксен 🕂 рутил	1-30	850	0,1-7	2-10	0,1-2	110							
циркон	130	10—35	До 1—2	2-25	0,3-2	1—20							
эпидот + гранат	2-4	От е. з. ¹ до 15	` 1—46	3-40	2-30	540							
магнетит - титаномаг- нетит	До 0,5	От е. з. до 5	1-2	1-30	10—30	2—70							
амфиболы + пироксе- ны	0,5-3	е. з.	До 2	1-5	4080	560 (80)							
Коэффициент устойчивости (K_y)	+2,3-+3,0	+2,2-+2,9	0-+2,5	_2,0-+2,5	_2,0—_0,3	-3,0-+2,0							

¹ е. з. — единичные зерна.

Западно-Сибирской плиты и крупных впадин Сибирской платформы, иллюстрируется схемами.

Первая из них (фиг. 1) была составлена мной совместно с С. Б. Шацким в 1970 г. и затем была существенно переработана. При ее составлении использованы материалы геологических съемок и сводные работы по геологии и палеогеографии Западно-Сибирской плиты (Казаринов, 1958; Конторович и др., 1975). Кроме того, мы учитывали изменения палеогеографической и палеоклиматической обстановки на территории плиты, определившие смену формаций в геологическом разрезе.

Выделенные нами формации по объему соответствуют свите, иногда подсвите, чаще группе свит. Большая часть их представляет довольно четко фиксируемые в разрезах и на площади Западно-Сибирской плиты геологические тела, и поэтому они неоднократно отмечались как формации под другими названиями многими исследователями: В. П. Казариновым (1958), А. В. Гольбертом и др. (1968), Ю. П. Казанским (1963) и др.

На Сибирской платформе мезозойские терригенные отложения залегают только во впадинах и прогибах, расположенных в ее окраинных частях. Кайнозойские отложения также не образуют сплошного чехла (кроме четвертичных образований), а встречаются только на небольших участках. Поэтому мы рассматриваем на схеме (фиг. 2) состав формаций по следующим структурным элементам платформы: Хатангская депрессия, Лено-Анабарский прогиб, Вилюйская синеклиза и Приверхоянский прогиб, Тунгусская синеклиза и Ангаро-Вилюйский прогиб, Присаянский прогиб и Чульманская впадина. Развитие этих районов происходило по-разному, и поэтому в них отлагались отложения разных формаций. В ряде случаев отмечается возрастное скольжение формаций при переходе из одной структурной зоны в другую. Материалы для формационного расчленения разрезов Сибирской платформы заимствованы из работ Н. С. Малича с соавт. (1974), З. З. Ронкиной (1965), А. Г. Коссовской (1962), Г. Х. Файнштейна (1971) и коллективной монографии «Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы» (1967).

Не останавливаясь на характеристике всех выделенных нами геологических формаций мезозоя и кайнозоя, перечислим лишь титаноносные. Это прежде всего верхнеэоценовая каолинито-кварцевая формация прибрежно-морского генезиса, каолинито-кварцевые формации континентального происхождения апт — альб — сеномана, верхнемелового, палеогенового возраста, как пестроцветные, так и сероцветные. Кроме того, это мезомиктовые формации прибрежно-морского (верхний олигоцен, верхний мел) и континентального (рэт — нижний леас) генезиса. Наконец, это полимиктовые формации четвертичного возраста, континентальные и прибрежно-морские и, предположительно, титаноносные прибрежно-морские формации юрского возраста.

Помимо осадочных титаноносных формаций в Сибири (в Алтае-Саянской области) мы выделяем еще вулканогенно-осадочные формации в толщах кембрийской, силурийской и девонской систем.

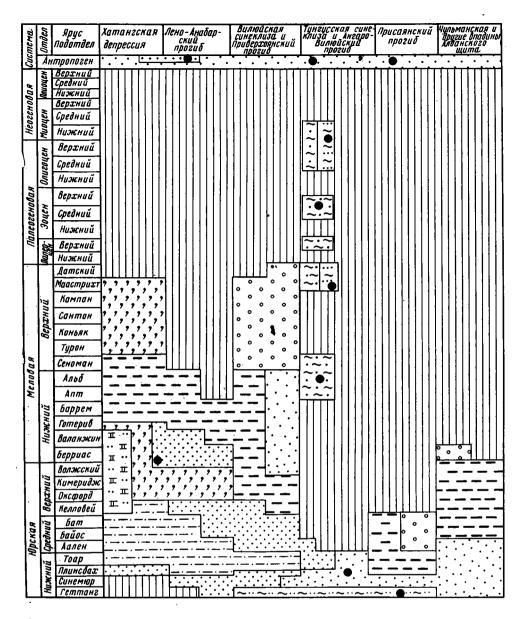
Современные аналоги этих формаций известны в прибрежных зонах вулканических островов и довольно хорошо описаны на Курильских островах. По Ю. А. Павлидису, особенности осадконакопления в прибрежных зонах вулканических островов определяются составом исходного «чисто вулканогенного пирокластического материала» стр. 105), поступающего в область седиментации из действующих вулканов путем абразии вулканических пород, слагающих эти острова, и «процессов механической дифференциации обломочного вещества в волновом поле» (там же). Следствием воздействия этих двух факторов является своеобразный состав осадков в прибрежной зоне вулканических островов. Как правило, это пески, состоящие из авгита, гиперстена, основных плагиоклазов, оливина, вулканического стекла, магнетита и титаномагнетита, т. е. продуктов андезитового и андезито-базальтового вулканизма, и почти не содержащие минералов из осадочных и метаморфических пород и в том числе наиболее распространенного в них кварца. «Влияние вулканической деятельности сказывается также в очень высоком содержании в осадках тяжелых минералов» (там же. стр. 108), которое достигает десятков процентов и в том числе титаномагнетита, что определяет возможность формирования россыпей тита-

В прибрежной зоне Новой Зеландии, в особенности Северного острова, формируются россыпи магнетита и титаномагнетита с авгитом (Niokolson, Fife, 1958). Они располагаются в основном вблизи устьев рек. Источником железистых минералов в них, по мнению Джилсона (Gilson, 1950), являются продукты вулканических извержений, лава и пепел.

В древних толщах вулканогенно-осадочные отложения подобного типа с повышенными содержаниями титановых минералов или магнетита встречены нами в Восточном Казахстане (Даргевич и др., 1969). Это, например, выделенная Г. Х. Хисамутдиновым (1964) андезито-базальтово-терригенная формация островного генезиса турне-нижневизейского возраста в Западно-Калбинской зоне, к которой приурочено небольшое Сократовское титаномагнетитовое месторождение и ряд мелких проявлений.

Формация сложена андезитовыми порфиритами и их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, аггломератовыми брекчиями, туфолавами и криноидными известняками. Она залегает среди морских осадочных отложений нижнекаменноугольного возраста, содержит линзы титаномагнетитовых песчаников и приурочена к мобильной зоне Зайсанской геосинклинальной области.

Туфопесчаники и туфоконгломераты, по А. Ф. Поповой, состоят из обломков андезитовых порфиритов, пироксенов, андезина, реже амфиболов, магнетита, титаномагнетита, небольшого количества ильменита и хромита. Кварц и кислые полевые шпаты отсутствуют. Отмечаются



Фиг. 2. Схема размещения мезозойско-кайнозойских осадочных формаций в разрезах Сибирской платформы. Усл. обозн. см. на фиг. 1

формаций имеют исключительно большое распространение в меловых и палеогеновых толщах и известны также в ордовике и нижнем карбоне, а на Русской платформе еще и в девоне.

При сравнении распространения разных терригенных формаций и связанных с ними россыпей в разрезах Восточной и Западной Сибири (см. фиг. 1 и 2) выясняется, что на Западно-Сибирской плите преобладают формации каолинито-кварцевого состава, а на Сибирской платформе — мезо- и полимиктового. На Русской платформе, начиная с карбона, в терригенных разрезах присутствуют почти одни только каолинито-кварцевые формации.

Это определяется разной направленностью и интенсивностью тектонических движений в этих регионах в течение фанерозоя и особенно

Таблица 2 Размещение россыпей титановых минералов в формациях разного типа и возраста в Сибири (1a— Сибирская платформа, 1b— Западно-Сибирская плита, 1b— Алтае-Саянская область), на Русской платформе (2) и в Восточном Казахстане (3)

		Формации																				
		вулканогенно- осадочные			осадочные																	
					каолинито-кварцевые					мезомиктовые					полимиктовые							
	андезито-базаль- тово-терригенные, островные			континентальные			прибрежно-морс- кие		континен- пр тальные		при	прибрежно-морс- кие		континентальные				прибрежно-морс- кие				
		регион																				
<u> </u>	16	2	3	1 <i>a</i>	16	18	2	1 <i>a</i>	16	2	1 <i>a</i>	16	1 <i>a</i>	16	2	la.	16	10	2	1a	16	2
Антропоген Неоген Палеоген Тлурон-датский Апт — альб — сеноман Неоком Юра верхняя	x; x; x;	xx	xx x x	xxx xxx x	xxx x xxx	xx xxx	xxx	0	xxx	xxx xxx xxx xxx xx	xxx	\$	0	xxx x	xxx	x	x	хx	xxx	0	x? x?	xxx

Примечание. xxx — месторождения, xx — мелкие россыпи, x — мелкие проявления, о — проявления неясных масштабов, x? — проявления, генезис которых определен неточно, ? — возможные уровии россыпеобразования.

мезозоя и разным составом и размещением источников россыпных минералов в областях питания. Так, основные источники Западно-Сибирской плиты располагаются за ее пределами и представлены разнообразными породами и их корой выветривания. На Сибирской платформе источники россыпных минералов располагаются на ней самой и представлены в основном массивами траппов. На Русской платформе главными источниками питания россыпей были палеозойские и мезозойские рыхлые отложения более древних каолинито-кварцевых формаций (Гурвич. Болотов, 1968; Надеждина, 1973). Это связано с тем, что на Русской платформе в девоне и отчасти в карбоне широкое развитие имели коры выветривания на щитах, сложенных кристаллическими породами. В мезозое и кайнозое эти площади сильно сократились, а материал поднимающихся по ее окраинам горных систем (Урал, Кавказ, Карпаты) не достигал центральных частей платформы, где происходил многократный перемыв подстилающих рыхлых толщ, слагавших внутриплатформенные положительные структуры. В то же время Сибирская платформа в девоне находилась в климатической зоне, неблагоприятной для корообразования, в карбоне и в перми краткие благоприятные для корообразования эпохи чередовались с эпохами активизации тектонических движений, в триасе она подверглась мощным проявлениям эффузивной деятельности, а в течение мезозоя и кайнозоя испытывала периодически довольно интенсивные восходящие движения. Тектоническая активность не благоприятствовала формированию мощных, зрелых кор выветривания, и поэтому мезозойские толщи на Сибирской платформе имеют в основном полимиктовый состав. Этому способствовало также поступление свежего обломочного материала из окружающих ее с востока и с юга молодых и омоложенных горных систем.

мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты формировался под значительным влиянием периодических поднятий Сибирской платформы, Алтае-Саянской области и других складчатых систем ее обрамления, и поэтому в ее разрезах наблюдается чередование мезомиктовых, реже полимиктовых и каолинито-кварцевых формаций. Во время активации тектонических движений в составе осадков преобладал материал, поступавший из окружающих плиту областей поднятий (юрский период, начало мелового, четвертичный период). В эпохи относительного тектонического покоя основными источниками служили внутриплатформенные поднятия и низменные равнины, сложенные рыхлыми отложениями (аптский век — позднемеловая эпоха, палеоген). Поэтому россыпи титановых минералов в Сибири приурочены не только к каолинито-кварцевым, но и к мезо- и полимиктовым формациям. Их образование было обусловлено наличием богатых источников и благоприятным гидродинамическим режимом среды осадконакопления.

Подводя итоги, необходимо более четко и ясно сформулировать, какое содержание мы вкладываем в понятие титаноносной формации и какие типы формаций выделяем.

Титаноносными мы называем обычные геологические формации (а не рудное тело или продуктивный горизонт), в которых известны или предполагаются повышенные (близкие к промышленным) содержания титана. Иными словами, под титаноносной формацией нами понимается совокупность (парагенез) пород, генетически связанных и сформированных в таких фациальных, тектонических и климатических (ландшафтноклиматических) условиях, которые благоприятны для образования месторождений титановых минералов (ильменита, рутила, лейкоксена, титаномагнетита).

Мы различаем группы осадочных и вулканогенно-осадочных титаноносных формаций. Среди осадочных титаноносных формаций мы разделяем по составу терригенные каолинито-кварцевые, мезомиктовые и полимиктовые и по генезису прибрежно-морские и континентальные.

Каолинито-кварцевые в основном соответствуют продуктивным титаноносным формациям в понимании Г. С. Момджи и В. А. Блинова (1970), а также песчаным кварцевым формациям Е. Д. Надеждиной (1973).

Мной в качестве титаноносных эти формации под названием кварцкаолинитовых были выделены впервые в 1969 г., в отличие от полимиктовых титаноносных формаций. По моему мнению, каолинито-кварцевые формации включают в себя формации кор выветривания, в понимании В. П. Казаринова (1958), и продукты их переотложения. Это толщи, в основной массе сложенные продуктами глубокого химического выветривания разных пород и в том числе пород - источников титановых минералов, в которых в какой-либо их части имеются пласты или линзы с содержаниями титановых минералов, близкими к промышленным, т. е. измеряемыми десятками килограммов на тонну.

Полимиктовые титаноносные формации образуются за счет пород, не претерпевших химического выветривания, часто рыхлых осадочных толщ полимиктового состава, разнообразного генезиса (ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных, прибрежно-морских и эоловых), т. е. в ландшафтно-климатических условиях, неблагоприятных для корообразования.

Мезомиктовые титаноносные формации образуются либо за счет кор выветривания, не достигших высокой зрелости (гидрослюдистых, монтмориллонитовых), либо при смешивании продуктов переотложения кор выветривания и обломочного материала свежих, неизмененных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А. А., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей.— В кн.: Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1965, т. 76.

Барковская М. Г. Некоторые закономерности образования в водоемах промышленных

концентратов тяжелых минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 1.

Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С., Одокий Б. Н. О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях ястребского горизонта на юге Воронежской области.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 1.

Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С. Титаноносность юрских отложений Ир-

кутского угленосного бассейна.— Минеральное сырье, вып. 14. М., 1966. Булава Ю. В., Трофимов В. С. Некоторые закономерности распределения тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях на северном побережье Черного моря. — Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1965, № 30.

Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Палег ландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968. Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и воп-

- росы поисков. М., «Недра», 1968.

 Даргевич В. А., Мошляк Л. Ф., Попова А. Ф. Титаноносные осадочные и вулканогенно-осадочные формации Восточного Казахстана.—В кн.: Вулканизм и рудообразование. Тр. СНИИГГИМС, вып. 90. Новосибирск, 1969.

 Долгов Ф. Г., Середкин П. П. Генезис ильменитовых россыпей в юрских отложениях
- Иркутского угленосного бассейна. В кн.: Новые данные по геологии, нефтега-
- зоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964.

 Забияка А. И. Условия образования докембрийских титанистых метаморфических сланцев Таймыра и особенности их размещения.—В кн.: Полезные ископаемые Средней Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 144. Красноярское книжное изд-во, 1974.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская мизменность).— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 18. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гос-
- топтехиздат, 1958. Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А.,
- Эрвье Ю. Т. Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975. Коробова Н. И. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра.— Докл. АН
- СССР, 1965, т. 162, № 1.

 Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63. **М**алич Н. С., Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г., Михайлов Н. П., Янов Э. Н. Геоло-

гические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудонос-

ность.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 194.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титано-

вых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Госгортехиздат, 1960.

Момджи Г. С., Блинов В. А. Литолого-фациальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии.

М., «Наука», 1970.

Надеждина Е. Д. Формации, вмещающие древние редкометально-титановые россыпи.— В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М., «Наука», 1973.

Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М., «Havka», 1968.

Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., «Недра», 1965.

Файнштейн Г. Х. Палеогеография юры Иркутского амфитеатра в связи с ее экзогенной рудоносностью. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М., «Недра», 1971. Хисамутбинов М. Г. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной облас-

ти.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана (тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III), 1964.

Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. Gilson I. Deposits of Heavy Minerals on the Brazilian Coast.—Mining Engng, 1950, v. 187, No. 6.

Nickolson D. S., Fyfe H. E. Borehole survey of North Island Ironsands from New Plymouth to Kaipara Harbour, New Zealand J. Geol. and Geophys., 1958, v. 1, No. 3. Schmidt G. Titaniferous Sedimentary Rocks in the Guyuna District, Central Minnesota.— Econ. Geol., 1958, v. 53, No. 6.

СНИИГГИМС, Новосибирск

Дата поступления 21.VI.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 553.63:551.762(470.6)

ВЕРХНЕЮРСКИЕ СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В. С. ДЕРЕВЯГИН, В. И. СЕДЛЕЦКИЙ

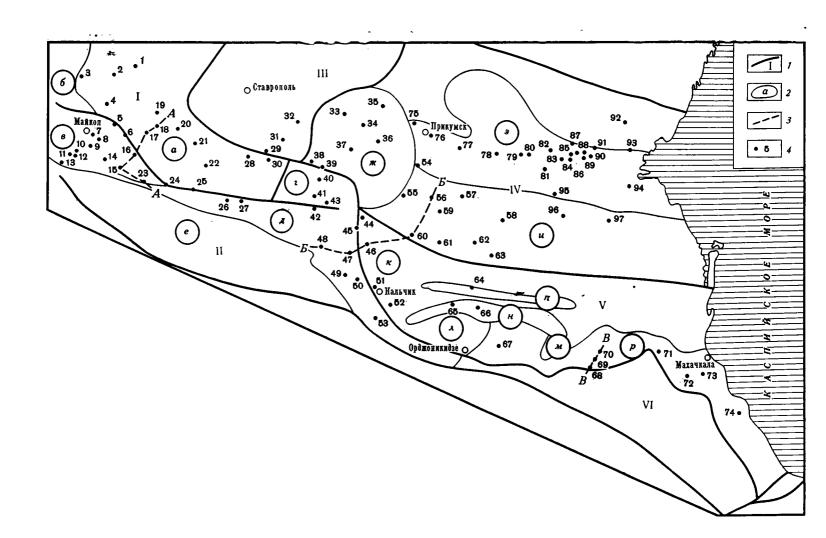
Соленосные отложения верхнеюрского возраста развиты в Предкавказье на площади более 50 тыс. κm^2 . Выделяются типы их разрезов для различных районов и тектонических структур. Соленосные отложения, имеющие мощность до 1000 м и более, выполняют центральные части двух крупных депрессий — Восточно-Кубанской и Терско-Каспийской. В распространении пород верхней юры по площади наблюдается зональность, характеризующаяся сменой фациальных типов отложений от соляных до карбонатных и терригенных. С галогенными отложениями связаны месторождения и проявления калийных солей, серы, целестина, флюорита, минерализованных вод и других полезных ископаемых. Присутствие среди осадочных образований мощной галогенной толщи и ее фациальные особенности необходимо также учитывать при определении перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений.

Соленосные отложения верхнеюрского возраста образуют почти непрерывную полосу выходов вдоль всего северного склона Кавказского хребта на расстоянии около 600 км и погружаются в центральных частях крупных прогибов на глубину до 3000 м и более (Седлецкий и др., 1975). До последнего времени соленосная формация Предкавказья оставалась одной из наименее изученных, однако полученные в результате бурения глубоких нефтепоисковых скважин данные и проведенные нами исследования позволяют с достаточной детальностью описать основные особенности ее строения и состава.

В распространении верхнеюрских (титон) соленосных отложений наблюдается ярко выраженная зональность, характерная и для других областей соленакопления. Соленосные отложения выполняют преимущественно центральные части двух крупных депрессий Предкавказья — Восточно-Кубанской и Терско-Каспийской. К периферии прогибов эти образования последовательно сменяются сульфатными, сульфатно-карбонатными, карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными породами. Терригенные отложения обрамляют Ставропольский свод, Минераловодский выступ и Каневско-Березанский вал (фиг. 1, 2).

В пределах Западного Предкавказья соленосный комплекс пород вскрыт отдельными скважинами в полосе неглубокого залегания титонских отложений в междуречье Фарс — Большая Лаба и на нефтеразведочных структурах: Бесленеевско-Шедокской, Бесленеевской, Баракаевской, Ново-Свободной, Севастопольско-Баракаевской, Беноковской, Северо-Беноковской, Лабинской, Ярославской и Кужорской. Отложения представлены чередующимися пластами и прослоями ангидритов и каменной соли с редкими пропластками мергелей и глин. Вблизи полосы обнажений галогенной толщи, в верхней ее части распространены гипсы и гипс-ангидритовые брекчии с глинистым цементом.

Наиболее детально строение и вещественный состав галогенных отложений изучены на Северо-Кавказской моноклинали, в бассейне р. Ма-



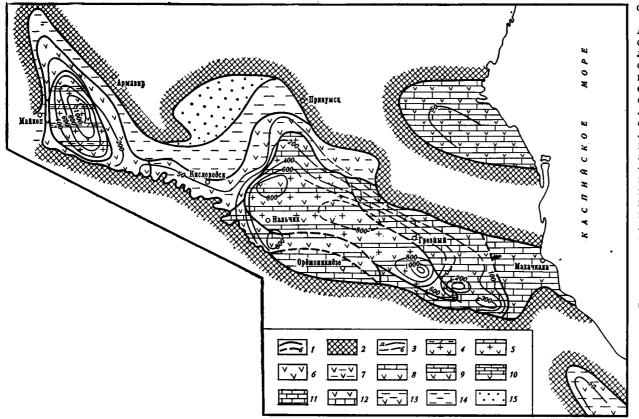
Фиг. 1. Схема тектонического районирования Предкавказья и Северного Кавказа. Границы тектонических элементов: 1— первого порядка, 2— второго порядка, 3— линии геологических разрезов, 4— локальные структуры, на которых вскрыты отложения титонского яруса. Тектонические элементы на схеме: 1— Азово-Кубанская впадина (а— Восточно-Кубанский прогиб, 6— Каневско-Березанское поднятие); II — Северо-Кавказский краевой массив (а— Адыгейский выступ, г— Минераловодский выступ, д— Северо-Кавказская моноклиналь, е— Лабино-Малкинская зона); III — Ставропольский свод; IV — Терско-Кумская впадина (ж— Чернолесский прогиб, 3— Прикумско-Тюленевская зона поднятий, и— Затеречная платформеная ступень); V— Терско-Каспийский передовой прогиб (к— Кабардинская впадина, л— Осетинская впадина, м— Чеченская впадина, н— Сунженская антиклинальная зона, л— Терская антиклинальная зона, р— зона прибортовых третичных складок); VI— Восточный Кавказ; VII— Кусаро-Дивичинский передовой наложенный прогиб. Локальные структуры на схеме: 1— Отрадно-Кубанская, 2— Темиргоевская, 3— Тенгинская, 4— Алексеевская, 5— Курморская, 6— Ярославская, 7— Курджинская, 8— Тульская, 9— Абадзехская, 10— Безводненская, 11— Ширванская, 12— Дагестанская, 13— Самурская, 14— Севастопольская, 15— Баракаевская, 16— Беноковская, 17— Лабинская, 18— Чамлыкская, 19— Ново-Ланссеевская, 20— Южно-Советская, 21— Бесскорбненская, 22— Отрадненская, 23— Беслинеевско-Шедокская, 24— Ахметовская, 25— Урупская, 26—Фроловская, 27— Черкесская, 28— Терновская, 29— Дубово-Балковская, 39— Родниковская, 31— Янкульская, 32— Сертиевская, 33— Калиновская, 34— Журавская, 35— Пошелкинская, 36— Чернолесская, 37— Александровская, 38— Северо-Натутская, 45— Пысогорская, 45— Марынская, 47— Зольская, 56— Соломенская, 57— Степновская, 58— Березкинская, 59— Сукопадниская, 68— Варандийская, 69— Элистанжинская, 59— Куркуман-Заюковская, 64— Молгобек-Вознесенская, 65— Заманкульская, 66— Карабулак-Ачалукская, 67— Просковейская, 77— Ачикульская, 86— Даконейская, 77— Миатлинская, 89— Посконейская, 99— Талювская, 99— Ко

лая Лаба, в процессе разведки Шедокского месторождения каменной соли (данные В. В. Григоренко и др.). В разрезе галогенной толщи на месторождении выделяются две пачки солей, гипсов и ангидритов, разделенных пластом известняка. Нижняя пачка сложена пятью пластами каменной соли мощностью от 10 до 115 м, перемежающимися с пластами ангидрита. Верхняя — преимущественно ангидритовая, с прослоями каменной соли, доломитов и глин. Мощность всей толщи отложений возрастает в направлении погружения от 200—300 до 700 м.

К западу от месторождения и Бесленеевско-Шедокской структуры, где мощность галогенных отложений достигает 650 м, происходит постепенное выклинивание каменной соли. В междуречье Фарс — Белая, на юго-восточном борту Адыгейского выступа, пласты соли полностью исчезают из разреза, замещаясь ангидритом с прослоями известняков и глин. В долине р. Белой сульфатные отложения сменяются карбонатными и пестроцветными. Восточнее Шедокского месторождения мощность и соленосность галогенной толщи также резко уменьшаются. В разрезах по р. Большая Лаба среди отложений титона мощностью 550 м присутствует только один 35-метровый пласт каменной соли, а в бассейне р. Уруп известны только гипсы и ангидриты.

Севернее описанного участка, на погружении всего комплекса пород, мощные соленосные отложения вскрыты скважинами на глубине 3000—4000 м в Восточно-Кубанском прогибе на Беноковской, Лабинской и Кужорской нефтеразведочных площадях (фиг. 3).

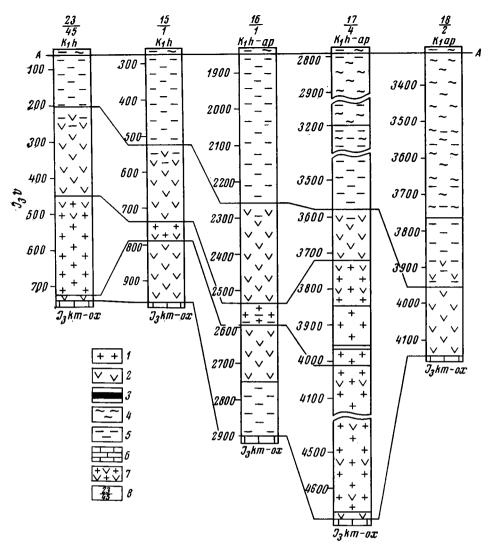
На Беноковской структуре общая мощность отложений титона возрастает до 1060 м (скв. 1), а галогенной толщи составляет 490 м. Эта толща представлена ангидритами с пластом каменной соли (62 м), сильно загрязненной глинистым материалом.



Фиг. 2. Литолого-фациальная схема отложений титонского яруса в Предкавказье

1 - граница площади распространения отложений титона и литолого-фациальных комплек-(a — достоверная, б предполагаемая); 2 — область отсутствия отложений титонского яруса; 3 — изопахиты галогенной толщи (мощность: a — достоверная; $\vec{\delta}$ — предполагаемая); 4—15 — зоны распространения литолого-фациальных комплексов отложений: 4 — галогенный: чередующиеся пласты и прослои ангидрита и каменной соли с редкими пропластами мергелей, аргиллитов и глин; 5 — галогенный: чередующиеся пласты и прослои ангидрита и каменной соли с прослоями карбонатных пород, реже терригенных; 6 - сульфатный: ангидриты и гипсы с прослоями глин, мергелей, известняков, доломитов: 7 сульфатно-карбонатно-терригенный: глины, аргиллиты с прослоями ангидритов, гипсов, песчаников, реже карбонатных 8 - карбонатно-сульпород: фатный: ангидриты, гипсы с прослоями известняков, доло-9 — сульфатно-карбомитов: натный: известняки, доломиты, ангидриты, гипсы; 10 — карбонатный: известняки, доломиты

с редкими прослоями ангидритов, гипсов, глин, алевролитов; 11— карбонатный: известняки, доломиты; 12— сульфатно-терригенно-карбонатный: доломиты, известняки с пластами ангидритов, прослоями аргиллитов и песчаников; 13— сульфатно-терригенный: глины, аргиллиты с прослоями ангидритов, гипсов, песчаников и реже карбонатных пород; 14— терригенный: глины, аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаники, ков и гравелитов; 15— терригенный: песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями глин, аргиллитов, алевролитов



Фиг. 3. Схема сопоставления титонских отложений Западного Предкавказья по линии A-A. I— каменная соль, 2— ангидрит, гипс, 3— калийная соль, 4— алевролиты, песчаники, 5— аргиллиты, глины, мергели, 6— известняки, доломиты, 7— переслаивание каменной соли и ангидрита, 8— номер локальной структуры по фиг. 1 (числитель) и номер скважины на этой структуре (знаменатель)

Максимальные мощности, до 1200 м, галогенной толщи в пределах Западного Предкавказья отмечены на Лабинской антиклинальной структуре. Разрез толщи начинается пластом ангидрита мощностью 20 м. Выше залегает соленосная пачка (около 1000 м), представленная каменной солью с прослоями ангидрита, мергеля и глины. В толще каменной соли в интервале 3960—3970 м (скв. 4) и 4047—4054 м (скв. 5), по данным каротажа, выделяются пласты калийных солей мощностью 2—10 м с содержанием хлористого калия 10—20%. Соленосная пачка перекрывается покровным ангидритом мощностью 142 м.

Аналогичное строение галогенная толща имеет западнее Лабинской нефтеразведочной площади на Кужорской структуре, расположенной на погружении западного борта Восточно-Кубанского прогиба; мощность галогенных отложений здесь не превышает 350 м. Среди ангидритов вы-

деляется мощный пласт (200 м) каменной соли с тремя пропластками калийных солей (скв. 4, 6) мощностью 4—8 м.

Соленосная зона оконтуривается сульфатным комплексом отложений, в строении которого принимают участие ангидриты и гипсы с прослоями пестрых глин, мергелей, известняков и доломитов. Породы сульфатного комплекса обнажаются на северном склоне Большого Кавказа от р. Белой до р. Кубань, слагают прибортовые части Восточно-Кубанского прогиба и распространены в пределах Адыгейского выступа. На погружении эти породы вскрыты на Тульской, Алексеевской, Темиргоевской, Ново-Алексеевской, Чамлыкской, Южно-Советской, Урупской и Черкесской структурах. Кроме того, сульфатный комплекс отложений в южном борту прогиба прослежен одиночными скважинами в долинах рек Большая Лаба, Уруп и Большой Зеленчук.

Мощности сульфатного комплекса пород значительно меньше, чем соленосных отложений. Наибольшие мощности гипсангидритовой толщи, до 400 м и более, наблюдаются в междуречье Большой и Малой Лабы. Восточнее, вдоль склонов Кавказского хребта, по направлению к Минераловодскому выступу, мощность толщи значительно уменьшается, составляя в бассейнах рек Уруп 120—250 м, Зеленчук и Кубань—50—85 м. К западу она также сокращается и в долине р. Фарс составляет всего 90 м.

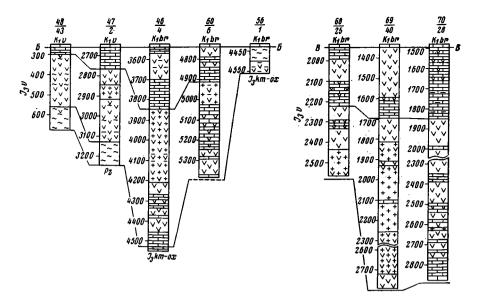
На Предкавказской равнине, восточнее Лабинской структуры, в разрезе отложений титона соли не встречены. Галогенная пачка на Чамлыкской и Ново-Алексеевской структурах сложена ангидритами и имеет мощность соответственно 234 и 138 м. В прибортовых частях Восточно-Кубанского прогиба (структуры Темиргоевская, Южно-Советская, Урупская) мощность сульфатных отложений сокращается до 80—110 м, а на Черкесской структуре — до 7—26 м. На небольшом расстоянии между Кужорской и Алексеевской площадями наблюдается резкое уменьшение мощности галогенной толщи, с 300 до 44 м, и выпадение из разреза солей, что, вероятно, контролируется крупной зоной тектонических нарушений.

На моноклинали северного склона Кавказа, в междуречье Фарс — Большая Лаба, в основании сульфатного комплекса отложений залегают известняковые брекчии с гипсангидритовым цементом невыдержанной мощности (0,5—35 м), обычно залегающие трансгрессивно и с угловым несогласием на размытой поверхности плитчатых известняков и киммериджа. Другая характерная особенность сульфатных отложений — присутствие в их средней части маркирующего пласта мощностью 3—5 м, сложенного известняком, мергелем или глиной и хорошо выраженного в обнажениях и на каротажных диаграммах скважин. Эти и другие особенности строения свидетельствуют о синхронности галогенного осадконакопления на большой площади.

Вдоль северной и восточной границ распространения отложений титона, оконтуривая галогенные образования, развиты терригенные породы мощностью от 30 до 370 м, представленные в основном пестроцветными глинами и алевритами с примесью песчаников, гравелитов, мергелей. К западу от р. Белой, в бассейнах рек Курджипс и Хокодзь, среди этих отложений появляется большое количество прослоев известняка и доломита.

На территории Центрального и Восточного Предкавказья титонский ярус представлен различными фациальными комплексами — от морских до континентальных. В отличие от Западного Предкавказья, где развиты терригенно-галогенные отложения титона, в этом районе получили распространение галогенные и морские карбонатные образования (см. фиг. 2).

Галогенный комплекс отложений титонского яруса, перекрываемый повсеместно пачками сульфатных и карбонатных пород, вскрыт на мно-



Фиг. 4. Схема сопоставления титонских отложений Центрального и Восточного Предкавказья по линии E-E и B-B. Усл. обозначения те же, что и на фиг. 3

гочисленных антиклинальных структурах: Баксанской, Куркужин-Заюковской, Аргуданской, Зольской, Лысогорской, Марьинской, Советской, Отказненской, Курской, Аргунской, Элистанжинской, Варандийской, Нальчикской (скв. 4), Малгобек-Вознесенской, Заманкульской, Карабулак-Ачалукской и Датыхской.

В тектоническом плане галогенный комплекс отложений распространен в пределах Кабардинской и Чеченской впадин, Терской и Сунженской антиклинальных зон, Притеречной синклинали Терско-Каспийского передового прогиба, моноклинали северного склона Кавказа и юго-восточной части Чернолесского прогиба (см. фиг. 1). Имеющийся фактический материал позволяет наиболее четко проследить западную и югозападную границы площади распространения галогенных отложений вдоль Северо-Кавказского краевого массива. На юге и юго-востоке они сменяются карбонатными и сульфатно-карбонатными породами Северо-Кавказской моноклинали и области третичных складок Чечено-Ингушетии и Дагестана. На севере линию выклинивания соленосных отложений, по-видимому, можно провести в непосредственной близости от зоны краевых мезозойских антиклинальных поднятий (Курское, Галюгаевское. Брагунское и др.), соответствующих, возможно, шовной зоне, от делявшей юрский пригеосинклинальный прогиб от южного склона эпигерцинской платформы.

Материалы бурения на некоторых нефтеразведочных площадях (Сухопадинской, Березкинской), расположенных севернее этой зоны дислокаций, свидетельствуют об отсутствии соляных пород в разрезе титона. Восточную границу зоны галогенного комплекса в настоящее время проследить невозможно, и мы условно проводим ее по западному окончанию Терско-Сулакского прогиба (севернее площади Элистанжи), в мезозойское время несколько приподнятому и являющемуся частью Среднекаспийского срединного массива (Безбородов и др., 1958).

Состав галогенных отложений не остается идентичным по всей территории их распространения. В западной части площади, в пределах Кабардинской впадины, выделяются две пачки пород соленосной толщи (фиг 4, Б—Б). Нижняя пачка мощностью 100—376 м, преимущественно карбонатно-сульфатная, представлена ангидритами с пластами и про-

слоями известняков, доломитов, мергеля и каменной соли. Выше залегает сульфатно-соляная пачка мощностью от 54 до 306 м. Она сложена каменной солью, ангидритом с прослоями карбонатных и терригенных пород. Обогащение соленосной пачки терригенным материалом наблюдается в разрезах, расположенных на восточном склоне Минераловодского выступа (структуры Баксанская, Зольская), в Чернолесском прогибе и прибортовой части Терско-Каспийского прогиба (Отказненская и Соломенская структуры). Наибольшая соленасыщенность разреза приурочена к участкам максимальных мощностей галогенных отложений (структуры Марьинская, Лысогорская, Советская).

Огромной мощности, около 1000 м, сульфатно-соляной комплекс отложений нормального стратиграфического залегания вскрыт в юговосточной части соленосного бассейна, в районе западного окончания Варандийской антиклинали, осложняющей моноклиналь Черных гор, в междуречье Мартан — Шаро-Аргун (структуры Элистанжи, Варанды) (см. фиг. 4, В—В). Нижняя часть галогенной толщи, мощностью до 530 м, в этом районе представлена чередованием пластов ангидрита и каменной соли с прослоями карбонатных пород. Верхняя половина толщи преимущественно соляная, с редкими прослоями ангидрита, изве-

стняков, доломитов и пластом (130 м) покровного ангидрита.

На Аргунской площади, расположенной в 5,5 км к северу от площади Элистанжи, строение разреза галогенных образований существенно отличается от вышеописанного. В этом районе вдвое сокращается мощность и резко уменьшается степень соленосности галогенной толщи. Каменная соль встречается только в виде включений и небольших прослоев, широкое развитие получают карбонатные породы. Изменение состава галогенных отложений связано с существованием ступенеобразующей шовной зоны, которая разделяет оба участка.

Соленосные отложения титона установлены бурением на глубинах свыше 4000 м под терригенно-карбонатными породами берриаса в пределах моноклинали Черных гор на Датыхской структуре и в центральной части Терско-Каспийского прогиба вдоль Терской и Сунженской антиклинальных зон, на структурах Малгобек-Вознесенской, Карабулак-Ачалукской и Заманкульской. Прослои и пласты каменной соли, достигающие мощности 25 м, залегают в толще ангидритов с пропластками доломитов и известняков. Из этих отложений получены интенсивные рассолопроявления с минерализацией 75—340 г/л. Вскрытые мощности отложений титона в большинстве случаев не превышают 100—120 м, по некоторым скважинам они достигают 240—278 м, а на Заманкульской и Датыхской структурах составляют соответственно 538 и 844 м.

Сложной фациальной изменчивостью, различной полнотой разрезов и значительными колебаниями мощности характеризуются отложения титона на площади, оконтуривающей соленосную толщу. Они имеют несогласное залегание на размытой поверхности разновозрастных образований — от оксфорд-киммериджских до палеозойских, что особенно

ярко выражено в западной части территории.

Область распространения соленосных пород с запада и севера окаймляется сульфатно-терригенным комплексом отложений, слагающих прибортовые части Терско-Каспийского и Чернолесского прогибов, восточный и юго-восточный склон Минераловодского выступа и Северо-Кавказскую моноклиналь в междуречье Малый Зеленчук — Баксан. Породы этого комплекса прослеживаются в виде выходов по долинам рек, вскрываются скважинами в бассейнах рек Малки, Кич-Малки и на некоторых локальных структурах — Лысогорской, Георгиевской, Соломенской, Степновской и Сухопадинской (см. фиг. 2).

В общем отложения сульфатно-терригенного комплекса представлены пестроцветными континентальными загипсованными глинами с линзами разнозернистых песчаников, гипсов и реже прослоями известняков, до-

ломитов и гравелитов. На Минераловодском выступе, где эти образования трансгрессивно залегают на размытой поверхности палеозойских гранитов (обнажения в бассейне р. Эшкакон, в районе г. Кисловодска, разрезы по скважинам в бассейнах рек Малки и Кич-Малки), преобладают грубозернистые песчаники и дресва гранитов. В северной части площади (структуры Соломенская, Степновская, Сухопадинская) разрез слагается преимущественно аргиллитами, гипсы и песчаники имеют подчиненное значение. Мощности сульфатно-терригенных отложений варьируют в большом диапазоне — от 20—80 м в обнажениях до 50—350 м по скважинам. Наибольшие их значения соответствуют участкам максимального понижения палеозойского фундамента.

В пределах Северо-Кавказской моноклинали и юго-восточной части Минераловодского выступа сульфатно-терригенный комплекс перекрывают морские карбонатные отложения титона — известняки доломитизированные, нередко песчанистые и глинистые, серые, тонкослоистые, с прослоями мергеля, с кремневыми конкрециями и доломитами. В бассейне рек Малки и Кич-Малки в карбонатной толще появляется пачка устричных известняков (до 30 м), прослеженная и далее на восток, на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии (Логинова, 1962). Общая мощность карбонатных образований составляет 35—90 м, лишь на Лысогорской структуре (скв. 1) карбонатная толща увеличивается до 192 м.

Морские карбонатные осадки вклиниваются на Минераловодском выступе в полосу распространения континентальных образований в районе опорной скважины КМВ-1 и Кумской структуры, где их мощность составляет соответственно 30 и 75 м.

Далее к западу, захватывая часть Чернолесского прогиба и Минераловодский выступ (разрезы опорных скважин Кавминводской, Нагутской, структур Кумской, Александровской, Журавской, Чернолесской, Архангельской, Пошолкинской), протягивается полоса терригенных образований мощностью от 5 до 500 м, представленных в основном пестроцветными аргиллитами и алевролитами. Терригенные породы титонского яруса вскрыты также на восточном склоне Ставропольского свода (структуры Северо-Нагутская, Веселовская, Журавская, Калиновская, Янкульская, Дубово-Балковская, Сергиевская), где они представлены грубообломочным материалом — песчаниками, гравелитами, дресвой гранитов. Южные и восточные площади обрамления соленосного комплекса пород характеризуются широким развитием карбонатных отложений и незначительным содержанием терригенного материала.

На восточном окончании Северо-Кавказской моноклинали в междуречье Тызыл — Псыгансу распространен сульфатно-карбонатный комплекс отложений титона, прослеженный в обнажениях, а также по скважинам Церик-Гельской и Баксанской структур. Отложения представлены известняково-доломитовыми брекчиями и известняками прибрежно-морских фаций, пелитоморфными, органогенными и сгустковокомковатыми, окремненными. Сульфатная пачка мощностью 125—320 м сложена ангидритами и гипсами с прослоями и линзами красноцветных глин, доломитов и пелитоморфных известняков. Мощности отложений титона достигают 700 м и более. Сульфатно-карбонатный комплекс пород условно протягивается нами в Восточное Предкавказье до р. Мартан, где обнажаются брекчированные карбонатные породы с гипсами.

Южнее, на площади, заключенной между реками Псыгансу, Мартан и Сунженским антиклинорием, развит комплекс морских карбонатных отложений, представленных различными типами оолитовых, органогенных, водорослевых известняков и рифовыми массивами. Мощность карбонатного комплекса в разрезах по р. Терек составляет 912 м, а в долинах рек Гизельдон и Урух достигает 1040 и 950 м.

Восточнее р. Мартан нормальные морские отложения титонского яруса фациально замещаются сульфатно-карбонатными образованиями. Они прослеживаются узкой полосой вдоль складчатых зон Чечено-Ингушетии между реками Мартан и Кенхи (бассейн р. Шаро-Аргун) и обнажаются в Известняковом Дагестане в сводах и на крыльях многочисленных антиклинальных складок. На первом из этих участков выдерживается двучленное строение толщи — нижняя часть разреза представлена гипсоносной пачкой (40—600 м) с прослоями доломитов и известняково-доломитовых брекчий, верхняя часть (50—400 м) сложена известняками и доломитами. На территории Известнякового Дагестана (междуречье Андийского и Аварского Койсу) сульфатно-карбонатный комплекс пород, мощностью 200—450 м, представляет собой сложнопостроенную толщу чередования пластов гипса (до 15—20 м), доломита, известняков и известняково-доломитовых брекчий.

В междуречье Аварского Койсу и Кара-Койсу, оконтуривая с востока сульфатно-карбонатный комплекс пород, развиты известняково-доломитовые образования титонского возраста, которые в направлении к центральному Дагестану выклиниваются. Карбонатные отложения вскрыты также единичными скважинами на глубине 1800—4600 м в Предгорном Дагестане на площадях Миатлы, Талги, Заузенбаш, Избербаш. Возраст их датируется как позднеюрский. Отложения титонского яруса мощностью до 250 м выделяются условно.

Сульфатно-карбонатный комплекс отложений может иметь распространение и на участке северо-восточного и восточного обрамления соленосных образований, в прибортовой зоне Терско-Каспийского прогиба. Сульфатно-карбонатные отложения здесь вскрыты лишь на Галюгаевской площади, однако они широко развиты на соседней территории Равнинного Дагестана в восточной части Прикумско-Тюленевской зоны поднятий (см. фиг. 1, 2), отделенной в титонское время от прогиба субширотным валом (Сократов, 1968).

В юго-восточном Дагестане отложения титона представлены сульфатно-терригенными и карбонатными образованиями, которые прослеживаются в бассейнах рек Чирахчай, Рубасчай и Самур. Нижняя часть разреза (65—75 м) сложена пестроцветными глинами с линзами гипсов, песчаников, доломитов и мергелей. В верхней части развиты песчанистые и глинистые доломиты с отдельными прослоями мергелей; мощность пачки возрастает с севера на юг от 25 м (р. Чирахчай) до 105 м (р. Самур).

С верхнеюрскими галогенными отложениями Предкавказья связаны месторождения и проявления калийных солей, серы, целестина, флюорита, минерализованных вод и других полезных ископаемых.

Пласты калийных солей, как уже отмечалось выше, обнаружены по данным гамма-каротажа на Лабинской и Кужорской структурах. Другим признаком калиеносности является высокая концентрация калия в рассолах из этих отложений. На структуре Датых (скв. 11) вскрыты высокоминерализованные (362 г/л) рассолы с содержанием калия $14,8 \ e/\Lambda$, на Марьинской структуре содержание калия в водах составляет 5—7,5 e/n, на Отказненской — 7,3 e/n, на Карабулак-Ачалукской — 8,2 г/л. Наиболее перспективные участки для формирования калиеносных залежей — центральная часть Восточно-Кубанского прогиба. Кабардинская, Притеречная и Аргунская впадины Терско-Каспийского передового прогиба, испытывавшие интенсивное конседиментационное прогибание. Вскрытые здесь разрезы галогенных отложений отличаются большими мощностями, до 1000 м и более, присутствием пачек каменной соли, местами (Лабинская структура) слагающих почти всю толщу. Следует отметить также, что перспективы поисков и практического использования калиеносных залежей весьма незначительны в связи с большими глубинами залегания соляных отложений.

Многочисленные месторождения целестина, серы и проявления флюорита приурочены к сульфатно-карбонатным породам киммеридж — титона, обнажающимся вдоль северного склона Кавказа от р. Белой на западе до р. Кара-Койсу. Поисково-разведочные работы, проведенные в Дагестане, привели к выявлению месторождений целестина (Байков и др., 1975). Большой интерес представляют поиски серы на отдельных перспективных площадях Центрального и Восточного Предкавказья, где установлены десятки серопроявлений.

В мезозойских отложениях региона в последние годы обнаружены рассолы с минерализацией от 80 до $350 \ \epsilon/\Lambda$, содержащие до $70 \ m\epsilon/\Lambda$ йода, 700~мг/n брома, и высокие концентрации других ценных микрокомпонентов. Особый интерес представляют глубинные рассолы верхнеюрских отложений, являющиеся, по-видимому, седиментационными водами солеродного бассейна. Они широко распространены на юге Ставропольского края, в Чечено-Ингушетии, Кабардино-Балкарии и Дагестане.

Присутствие среди осадочных образований Предкавказья мощной галогенной толщи и ее фациальные особенности необходимо также учитывать при определении перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Байков А. А., Федулов А. В., Шведов В. Н. Геология месторождения целестина на Северном Кавказе. —Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6. Безбородов Р. С., Брод И. О., Буньков М. С., Ибрагимов Д. М., Конюхов И. А., Левинсон В. Г., Несмеянов Д. В., Польстер Л. А. Геологическое строение и история геологического развития Восточного Предкавказья. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Тр. КЮГЭ, вып. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Логинова Г. А. О возрасте пестроцветной толщи верхней юры Северо-Западного Кав-каза и ее аналогах на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии.—

Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1962, № 5.

Седлецкий В. И., Деревягин В. С., Омельченко Ю. В. Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5.

Сократов Б. Г. Киммерийский тектогенез и прогноз нефтегазоносности юры в Восточном Предкавказье.— Геол. нефти и газа, 1968, № 1.

Ростовский государственный университет

Дата поступления 13.VIII.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

УДК 553.66: 551.782.1 (477.9)

ЛИТОЛОГИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СЕРОНОСНОСТИ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

М. Ф. СТАЩУК, О. И. БЕНТ

Керченские серопроявления связаны с отложениями чокрак-караганского горизонта тарханского яруса неогена. Этот горизонт, подстилающие и перекрывающие его отложения в зависимости от места залегания в мульдах обнаруживают как фациальные, так и изменения по мощности. Выделяются три пачки пород: подпродуктивная, продуктивная сероносная, надпродуктивная. Рассмотрены стратиграфические тектонические, литологические, геоморфологические, фациальные, палеогеографические, гидрогеохимические, гентические критерии сероносности и установлено, что на Керченском полуострове принципиально можно ожидать обнаружение залежей серы. Наиболее перспективными считаются участки, кольцеобразно охватывающие антиклинальные структуры.

В статье рассматриваются особенности вещественного состава и условия накопления миоценовых отложений Керченского полуострова в Крыму и на основании геологических критериев оцениваются перспективы их сероносности.

Серопроявления на Керченском полуострове известны с давних времен, но лишь в результате систематических поисково-разведочных работ (Павленко и др., 1974) появились факты, позволяющие оценить степень перспективности этого района на самородную серу и наметить геологические критерии, благодаря которым можно рассчитывать на обнаружение новых, промышленных залежей серы 1. Керченские серопроявления связаны с отложениями чокрак-караганского горизонта тортонского яруса неогена. Стратиграфическое положение их устанавливается по палинологическим данным (Сопина, 1974).

литологические особенности сероносных отложении

Чокрак-караганский горизонт, подстилающие и перекрывающие его отложения в зависимости от места залегания обнаруживают как фациальные изменения, так и изменения мощности. Поэтому для разных участков характер отложений оказывается различным. В западной части Аршинцевской мульды, ограниченной Чистопольской, Ново-Николаевской и Алексеевской антиклиналями, эти отложения изучены наиболее полно. Здесь на «немых» темно-серых глинах майкопской серии несогласно лежат фаунистически охарактеризованные глины тарханского горизонта, имеющие мощность до 30 м. Они мало отличаются от подстилающих глин по литологическому составу. Выше залегают чокракские органогенно-детритовые известняки мощностью 8—10 м. В них можно встретить обилие фораминифер, обрывки мшанок, спикулы губок, обломки раковин пелеципод и гастропод. В отдельных слоях известняки коп-

¹ Работа выполнена в Институте минеральных ресурсов МГ УССР.

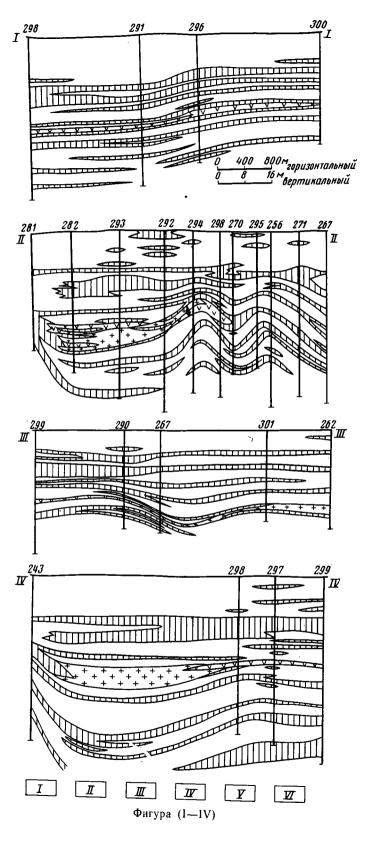
рогенно-оолитовые, местами конгломератовидные. Иногда они чередуются с зеленовато-серыми и серыми глинами, образуя маломощные известняковые прослои. На крыльях мульд известняки могут быть полностью вытеснены глинами. Известняки обычно перекрываются 1—2-метровым слоем зеленовато-серых и темно-серых глин караганского горизонта. Там, где известняки фациально переходят в глины, чокрак-караганская толща монотонна и отличить верхний слой от нижнего весьма трудно.

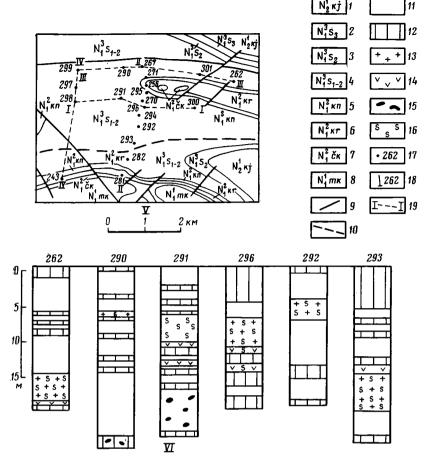
Вышележащая продуктивная пачка, вмещающая осерненные слои, начинается известняками мощностью около 1 м, которые по площади выдержаны более строго, нежели подстилающие, и литологически сильно отличаются от них. Среди известняков выделяются строматолитовые, копролитовые и хемогенные с селенитовой текстурой разности. Пока не представляется возможным точно выяснить, какова закономерность смены этих разностей. Создается впечатление, что они спорадически замещают друг друга по площади. Известняки перекрыты слоями глин переменной мощности, которые вверх по разрезу переходят в собственно продуктивную пачку (фигура).

В зависимости от места залегания продуктивная пачка имеет различный литологический характер. В глубоких частях мульд (юго-восточная часть Аршинцевской и западная часть Маяк-Салынской мульд) представлена глинами, по своим особенностям не отличающимися подстилающих. В сторону замыкания мульд глины замещаются гипсами, мощность которых в этом направлении обычно возрастает и доходит до 8 м. Гипсы рыхлые, сложены лепешковидными зернами, окаймленными глинистыми оторочками. Сложная текстура глин обусловлена чередованием слойков глинистого материала, содержащего зерна гипса различного размера. Чаще всего чередуются слойки глин, величина зерен гипса в которых 0,05 мм по длинной оси, со слойками, где размер кристаллов гипса характеризуется длиной 0,7 мм. Иногда зерна гипса срастаются между собой путем регенерации. Часто внутри кристаллов гипса и между ними, захватывая по несколько зерен, встречаются радиально-лучистые розетки халцедона. Лучи халцедона на концах переходят в кварцин. Наблюдаются новообразования кварца.

Гипсы караганского горизонта почти никогда не бывают чистыми: все зерна обычно затронуты наложенными процессами кальцитизации. В этих случаях между зернами гипса отмечаются крупные пористые пространства. Иногда кальцит полностью замещает зерна гипса, давая лепешковидные псевдокристаллы. Однако в сравнительно глубоких частях разрезов процесс полного замещения редок. По большей части он отмечается у кровли. В основном же здесь затронуты кальцитизацией только внутренние части зерен гипса. Кроме того, можно заметить интенсивную кальцитизацию на границах микрослойков. Редко присутствует сера в виде сгустков между хорошо ограненными кристаллами гипса. В участках породы, где гипс перекристаллизован, сера иногда образует желваки размером до 2—3 см. Сера в гипсах кристаллическая, выполняет пустоты между зернами гипса, в то время как мелкие зерна кальцита разбросаны внутри зерен гипса по всему полю шлифа.

По направлению от мульд к антиклинальным структурам литологические особенности продуктивной пачки изменяются. Начинают появляться прослойки известняков, чередующиеся с прослойками гипса. Эти известняки представлены зернистыми кальцитами с размером зерен 0,05—0,1 мм. Реже обнаруживаются зерна величиной 0,2—0,25 мм. Иногда в поле шлифа встречаются зерна гипса веретенообразной и ромбовидной формы, контуры которых оттеняются пелитоморфным глинистым материалом. Очень редко можно обнаружить участки с пелитоморфным известняком и обломками раковин пелеципод. В известняках рассеяны радиально-лучистые розетки халцедона, унаследованные от первично





Литологические разрезы (I-IV) чокрак-караганских отложений (составил М. Ф. Стащук, 1974), схематическая геологическая карта (V) Восходовского участка (по Е. П. Горяинову упрощено), литологические колонки продуктивной пачки (VI), скважины Керченской ГРП, документация авторов)

I— куяльницкий ярус, 2— верхнесарматский подъярус, 3— среднесарматский подъярус, 4— нижне-среднесарматские отложения, 5— конкский горизонт, 6— караганский горизонт, 7— чокракский горизонт, 8— майкопская свита, 9— тектонические нарушения, 10— глубинный разлом, предполагаемый по геофизическим данным, 11— глины, 12— известняки, 13— гипсы, 14— гипсокарбонаты, 15— обломки известняков, 16— серная минерализация, 17— скважина и ее номер на карте, 18— то же на разрезах, 19— линии и номера разрезов

типсовой породы. Размер розеток 0,1—0,3 мм. Местами отмечаются зерна кварца хорошей огранки, имеющие размеры до 0,12×0,35 мм. Известковые и гипсовые прослои сопровождаются серой: пелитоморфной, непрозрачной в проходящем свете, мелкозернистой и янтарно-желтой, образующей монокристаллические выполнения пустот. Своих кристаллов сера не образует и приспосабливается к характеру пористого пространства, присутствуя в виде расплывчатых лапчатых форм. Сера изредка оторочена кристаллическим целестином.

На крыльях антиклинальных структур продуктивная пачка испытывает дальнейшие изменения. Гипсовые слойки, чередующиеся со слойками вторичного кальцита, уступают место органогенно-гипсовым слойкам. В последних параллельно ориентированные лепешковидные кристаллы

гипса или псевдоморфные по гипсу кристаллы кальцита как бы погружены в известковый базальный цемент или цемент выполнения пор. Цементирующий зерна гипса материал представлен органогенным пелитоморфным известняком зеленовато-коричневого цвета с единичными палочками и шариками копролитов. В прослойках, содержащих крупнокристаллический гипс, разбросаны отдельные копролитовые и оолитовые шарики. Мелкие фораминиферы отмечаются как в межгипсовом пространстве, так и внутри монокристаллов гипса. Это свидетельствует о первичности гипсовых зерен, так как при перекристаллизации известняка и его преобразовании в гипс карбонатный фораминиферовый скелет не смог бы сохраниться.

Ближе к сводовым частям антиклиналей количество органогенной составляющей увеличивается настолько, что гипсы совершенно исчезают, а вместо них появляются копролитовые или строматолитовые известняки, переполненные псевдоморфозами кальцита по гипсу. Вблизи замковых частей структур этот слой имеет мощность 1—2 м. Выходы известняков на поверхность довольно часты, Они прослеживаются в отложениях, оконтуривающих антиклинальные структуры Керченского полуострова, а также обнаружены авторами в обнажениях соответствующих отложений на Таманском полуострове (мыс Литвин). Эти известняки чередуются со строматолитовыми известняками, в которых псевдоморфные образования кальцита по гипсу выражены слабо. В тех местах, где слой известняков не выходит на поверхность, но прослеживается в замковой части антиклинальных структур, он представлен сильнопесчанистыми известняками, которые иногда переходят в конгломераты.

Кровля продуктивной пачки во всей области развития гипса и гипсокарбоната образована маломощным прослойком органогенных известняков. Известняки преимущественно копролитовые или пелитоморфные, зеленовато-серого цвета, с обрывками водорослей. В некоторых случаях отмечаются псевдоморфозы кальцита по гипсу. Первичные органогенные известняки верхней части продуктивной пачки часто изменены наложенными процессами кальцитизации, развитыми преимущественно по слоистости. Слоистая текстура породы обусловлена чередованием слойков кальцита со слойками пелитоморфных органогенных известняков. При интенсивно развитых процессах кальцитизации слоистая текстура становится неясной, а органогенный пелитоморфный материал образует сгустковый цемент, располагающийся цепочками. Иногда от такого известняка отходят прожилки, представленные кальцитом параллельно-волокнисстой структуры.

Надпродуктивная пачка мощностью около 15 $\emph{\textit{м}}$ представлена чередованием глин и известняков. В нижней части этой пачки выделяются обычно два однометровых прослоя известняков. Венчается пачка известняковым слоем мощностью 3—4 м, но в некоторых местах этот слой выклинивается. Прослои сложены строматолитовыми и копролитовыми разностями зеленовато-бурого цвета, иногда однообразно пелитоморфными, с редкими зернами копролитов. В шлифах строматолитовых известняков видны прекрасно сохранившиеся бугристые строматолиты, изредка включающие в себя серпулы червей. В углублениях между отдельными строматолитовыми микробуграми отмечается повышенное содержание угловатых зерен кварца размером 0,01—0,06 мм, которые погружены в базальный цемент пелитоморфного известняка. В этих же «карманах» обнаруживаются немногочисленные фаунистические остатки, редкие целые раковины фораминифер. Иногда «карманы» выполнены копролитами, покрытыми снаружи концентрической оолитовой оболочкой. Среди таких оолитовых образований можно встретить зерна, центральными частями которых являются псевдоморфные кристаллы кальцита по гипсу и обломки их друз. Необходимо отметить, что наличие элементов продуктивной пачки в виде обломков или отдельных зерен и друз псевдокристаллов кальцита, покрытых оолитовой оболочкой, составляет характерную особенность известняков надпродуктивной пачки. В прослойках известняков часто можно наблюдать проработку их процессами сульфидизации. Сульфиды железа выполняют поры и трещины, а также ромбовидные «окна» ранее существовавшего гипса. Часто псевдоморфозы кальцита несут сульфидную окантовку.

Вверх по разрезу описанные отложения сменяются 100-метровой глинистой толщей, нижняя часть которой отнесена к караганскому, а верхняя — к конкскому горизонтам. Выше залегают глинистые отложения сарматского возраста, которые в районе антиклинальных структур переходят в рифогенные гряды. Резкие фациальные отличия отложений сарматского яруса позволяют связать окончательное оформление структур Керченского полуострова с сарматским веком. Мэотические отложения выполняют уже синклинальные ложбины.

Выявленная фациальная изменчивость чокрак-караганских отложений свидетельствует о том, что зарождение структур началось задолго до сарматского века и должно быть отнесено к чокрак-караганскому времени. Особенно четко эта изменчивость прослеживается по продуктивной пачке: в наиболее погруженных частях мульд она представлена глинами, по направлению к бортам впадин глины сменяются слоистыми гипсами, затем к ним добавляются прослойки органогенных известняков, которые начинают доминировать вблизи купольных участков антиклинальных структур. Наконец, в области сводовых частей известняки разрушаются, давая брекчию и конгломерат со следами коры выветривания. Фациальные перестройки продуктивной пачки везде совпадают с нынешним геоморфологическим планом района.

В местах, где такого совпадения не было, удается проследить фациальные различия продуктивной пачки в естественных обнажениях, расположенных на современном Парпачском гребне. Так, на восточной периклинали Марьевской структуры на поверхность выходят гипсы и известняки с серой, которые в южном направлении сменяются органогенными известняками с псевдоморфозами кальцита по гипсу или лепешковидными пустотами в органогенных известняках, обязанных своим образованием растворению зерен гипса.

Благодаря тому что надпродуктивная пачка формировалась в условиях изменяющегося структурного плана (Муратов, 1969), отдельные участки гипсового слоя впоследствии были выведены на поверхность и подверглись размыву, что отмечается в настоящее время присутствием обломков пород продуктивной пачки в слоях надпродуктивной. Изложенный материал позволяет интерпретировать фациальные переходы в чокрак-караганских отложениях как следствие конседиментационной складчатости.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СЕРОНОСНОСТИ

Приуроченность серопроявлений Керченского полуострова к тортонскому ярусу неогена может, по-видимому, служить благоприятным признаком на обнаружение здесь серных месторождений. Давно подмечено тяготение месторождений самородной серы к определенным стратиграфическим уровням: перми, верхам юры, низам палеогена, неогену. В частности, с миоценовыми отложениями, к которым относятся керченские серопроявления, связаны месторождения Предкарпатья на территории СССР и Польши (Алексенко, 1967), Италии, Испании, Франции, Югославии. По данным Н. П. Юшина (1968), на миоцен приходятся процессы серообразования в провинции Мексиканского залива (США) и в Среднем Поволжье. К этому же времени приурочено осернение Днепровско-Донецкой впадины. Породы, слагающие продуктивную сероносную пачку на Керченском полуострове, также благоприятны для поис-

жов серных месторождений. Это гипсы, гипсокарбонаты и хемогенные известняки. Известно, что все промышленные месторождения серы в мире генетически связаны именно с такими породами.

Положительным фактором является также геологическое положение Керченского полуострова. А. С. Соколовым (1958) было обращено внимание на то, что все уже известные серные месторождения располагаются вдоль границ геоструктурных элементов и концентрируются преимущественно в приподнятой их части. Керченский полуостров находится на границе Индоло-Кубанского краевого прогиба, сформировавшегося в палеогене — неогене, и восточного погружения Крымского мегантиклинория, т. е. в специфически благоприятной в прогнозном отношении области. Мощность неогеновых отложений в прогибе составляет 800 м, а на Керченском полуострове — 100—400 м. Одним из критериев, указывающих на близость серного месторождения, являются нефте- и газопроявления, что было замечено еще А. С. Уклонским (1940), но наиболее четко сформулировано А. С. Соколовым (1958). В этом отношении Керченский полуостров также отвечает признакам перспективности на серу. Крупных месторождений нефти и газа здесь еще не обнаружено, однако нефте- и газопроявления известны с давних пор.

Важным наблюдением, используемым часто для объяснения условий образования серных месторождений, является наличие зоны смешения глубинных щелочноземельно-натриевых рассолов и сульфатных Такая зона имеет место в области Предкарпатских месторождений (Алексенко, 1967). Как явствует из гидрохимических данных (Яроцкий, 1948), многие источники, исследованные на Керченском полуострове, имеют состав, относимый к щелочноземельно-натриевым разностям. Обязательным для серных месторождений является присутствие сероводородных вод. Такие воды наблюдаются в миоценовых отложениях и на Керченском полуострове. На основании термодинамических расчетов, выполненных авторами для сероводородных вод чокрак-караганского горизонта Керченского полуострова 2, установлено, что воды подавляющего большинства изученных источников пересыщены карбонатом кальция и недосыщены сульфатом кальция. В связи с этим можно предположить, что сероводородные воды Керченского полуострова при прохождении сквозь толщу гипсов будут растворять их с одновременным отложением кальцита. В приконтактовых с такими водами участках дна бассейна седиментации произойдет замещение гипса кальцитом, а в результате дальнейшей проработки гипсового слоя сероводородными водами в продуктивной пачке начнет отлагаться самородная сера.

Таким образом, перечисленные благоприятные признаки, выявленные практикой геологоразведочных и эксплуатационных работ на серных месторождениях мира, установлены и на Керченском полуострове, что делает этот район принципиально перспективным на обнаружение месторождений серы.

Но это — признаки общего плана, оценивающие территорию в целом, однако не дающие еще конкретной информации для выбора поисковых участков. Так, в частности, приуроченность серных месторождений к гипсокарбонатным и гипсоангидритовым отложениям свидетельствует лишь о том, что месторождение серы можно встретить в плоскости этого горизонта и не более. Конкретные же районы месторождений этим признаком не указываются. Приуроченность серных месторождений к крупным геоструктурным элементам — тоже признак общего плана. Наиболее богатые Предкарпатские месторождения приурочены к зоне сочленения Русской платформы и предгорного прогиба и тяготеют к Калушскому разлому. Они образуют здесь незакономерно расположен-

² Этот вопрос рассмотрен авторами в другой статье.

ные отдельные площади, разбросанные вдоль этого разлома и отстоящие от него на различные расстояния. Гаурдакское серное месторождение в Туркмении связано с зонами Гаурдакского, Узункуданского и Шурчинского разломов, но не приурочено непосредственно к ним, а занимает участок внутри площади, ограниченной названными разломами.

Аналогичным признаком следует считать приуроченность серы к нефти и газу. Месторождения серы, как правило, не совпадают с контурами газовых или нефтяных месторождений и находятся от них на различных расстояниях. Тоже необходимо сказать и о сероводородных водах: ни на одном месторождении серы не было замечено, чтобы количество сероводорода в водах как-то относилось к близости месторождения. Эти данные можно использовать лишь для генетических построений.

Тем не менее все признаки свидетельствуют о том, что в районе, которому они присущи (в частности, на Керченском полуострове), достаточно оснований ожидать обнаружение серных месторождений.

ПЕРСПЕКТИВЫ СЕРОНОСНОСТИ

Наметить отдельные участки для поисково-разведочных работ значительно труднее, чем в целом оценить перспективы территории. Единственным признаком, с помощью которого можно определить непосредственно район вероятного нахождения серного месторождения, является наблюдение структурного характера, сформулированное А. С. Соколовым (1958): серные месторождения тяготеют к замковым частям брахиантиклиналей и участкам развития дизъюнктивных нарушений. Однако предполагаемые серные месторождения Керченского полуострова в силу литолого-петрографических особенностей не могли сформировать перспективных отложений в таких местах, так как замковые части антиклиналей здесь сложены обычно строматолитовыми и копролитовыми известняками, представляющими собой фациальные разности продуктивной пачки. Бесперспективны также погруженные части мульд, где гипсовый слой фациально замещается глинами.

Наиболее перспективны на серу, по нашему мнению, участки, кольцеобразно охватывающие антиклинальные структуры, но они, как правило,
скрыты от дневной поверхности. Поэтому, несмотря на большое количество исследований, посвященных геологии Керченского полуострова, до
проведения геологоразведочных работ никем не обращалось внимания
на то, что среди чокрак-караганских отложений значительно развиты
типсовые слои, сравнительно небольшая распространенность которых в
тлубоких горизонтах и глинистость могут свидетельствовать о невысоком
дебите источников, приводивших к образованию гипсового слоя. Дебит
истоков уменьшился еще больше после того, как чокрак-караганские
отложения перекрылись более молодыми осадочными породами. В связи
с этим и оценка сероносности территории должна быть сравнительно невысокой, хотя принципиально (теоретически) месторождения серы на
Керченском полуострове обнаружить можно.

К сожалению, не везде имеются выходы хемогенных пород на поверхность, а бурением охвачена только узкая полоса центральной части полуострова. Прогноз в этом случае основывается на том, что фациальной разностью продуктивной пачки являются строматолитовые известняки. Поэтому там, где имеются выходы на поверхность строматолитовых известняков, появляется вероятность их перехода по падению в хемогенные породы. Но поскольку прямых указаний об этом нет, такие участки следует относить к областям с невыясненной перспективностью Районы, где отложения продуктивной пачки наверняка отсутствуют, отнесены к бесперспективным.

Наиболее перспективными на серу представляются Чекуркояшско-Марьевский, Восходовско-Чистопольский, Чокракский, Сокольско-Репьевский и Глазовский участки, на которых рекомендуется проведениепоисковых и поисково-разведочных работ.

Авторы благодарят Г. И. Бушинского за критические замечания порукописи и Я. Б. Лейе за консультации по вопросам стратиграфии мио-

цена.

ЛИТЕРАТУРА

Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М., «Наука», 1967.

Муратов М. В. Возраст и происхождение складок Керченского полуострова. В кн.:

Геология СССР, М., «Недра», 1969, т. 8, ч. 1. Павленко В. В., Кропачева С. К., Полтораков Г. И. Закономерности проявления самородной серы на Керченском полуострове. — Сов. геология, 1974, № 8.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений серы.— Сов. геология, 1958, № 5.

Сопина В. С. Спорово-пыльцевые комплексы среднемиоценовых отложений Керченского полуострова. — Укр. ботан. ж., 1974, т. 31, № 3.

Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1940. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторож-

дениях. М., «Наука», 1968.

Яроцкий Л. А. Об условиях формирования крепких сероводородных вод Керченскогополуострова.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, М., 1948, т. 3.

Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР. Владивосток Киевский геологоразведочный трест МГ УССР, Дата поступления 3.VIII.1976

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.352

СУЩЕСТВУЕТ ЛИ АРИДНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА В ОКЕАНЕ?

17

H. M. CTPAXOB

Среди климатических типов литогенеза, выделяемых в океане А. П. Лисицыным, особую роль играет аридный тип. Располагаясь в субтропиках на месте огромных халистаз II и III до 14 000—15 000 км длиной, 2000—4500 км шириной каждая, он образует как бы остов всей климатической концепции. Поэтому доказательства его реального существования (или отсутствия) имеют решающее значение в судьбе концепции.

В статье 1976 г. я отметил, что реальных признаков существования аридного типа литогенеза — хемогенной седиментации — в океане нет, исключая ничтожную, неизобразимую на карте краевую каемку лагун, заливов, солончаков, и, стало быть, позитивные доказательства аридности осадков халистаз отсутствуют. Но следует поставить вопрос еще иначе: можно ли объяснить особенности осадкообразования халистаз II и III не прибегая к климату, а оперируя только их гидродинамическим режимом?

Одной из характернейших черт халистаз II+III является ничтожная продуктивность. В гидробиологии стало традицией связывать ее с гидрологическим режимом. Напомню, что пишет по этому поводу В. Г. Богоров: «Наряду с благоприятными для продукционного процесса районами, в океане существуют и районы с особенно неблагоприятными для него условиями. Таковы громадные районы, где господствует антициклоническая циркуляция (курсив мой. — Н. С.), и поверхностные воды опускаются на глубину. Следовательно, поверхностный слой, где возможен фотосинтез водорослей планктона, не пополняется в таких районах питательными слоями. Здесь развивается мало фитопланктона, а в силу этого также зоопланктона и рыб. Обедненные жизнью поверхностные воды оказывают отрицательное влияние и на возможности обильного развития глубинного зоопланктона, рыб и бентоса на дне. Эти антициклонические области в трех океанах расположены от 5° ю. ш. до границы с южной умеренной областью. Они еще обширнее по акватории, чем в северном полушарии» (Богоров, 1974, стр. 289, 190). В этом высказывании характерно, что совсем нет речи об аридном характере упомянутых антициклонических халистаз II и III; малая продуктивность их связывается только с гидродинамическим режимом. Это выражено у Богорова еще иначе. «Там, где пикноклин находится неглубоко по отношению к поверхности, наблюдается более обильное развитие фитопланктона по сравнению с районами глубокого залегания скачка плотности» (Богоров, 1974, стр. 229). Қак известно, в антициклонических халистазах пикноклин лежит глубоко, а в соседней экваториальной зоне — на меньшей глубине.

Не желая вступать в противоречие с гидробиологами, А. П. Лисицынстремится в статье 1977 г. убедить читателей, что его концепция не противоречит богоровской. Указав на погружение в халистазах II и III верхнего соленого слоя, мешающего поступлению снизу питательных солей, А. П. Лисицын пишет: «Главный фактор преодоления блокирующеговлияния сухости воздуха (через высокую соленость и галоклин) — динамический» (стр. 8, курсив мой.— H. C.).

В этой фразе впервые в работах А. П. Лисицына появляется гидродинамический фактор в качестве определяющего продуктивность субтропических зон (иначе, халистаз II и III). Этот фактор преодолевает здесь вредное действие аридных условий. Подчинение климатических условий гидродинамическому режиму выражено достаточно ясно, и этоне старая черта его воззрений, а новая, возникшая уже в ходе дискуссии. И хотя механизм преодоления не конкретизирован, все же сам факт обращения к гидродинамическому фактору (вместо климата) для объяснения малой продуктивности халистаз II и III нужно приветствовать, ибо-А. П. Лисицын становится тем самым на правильный путь понимания особенностей субтропических поясов 1.

Но, встав на него, нельзя ограничивать действие гидродинамического фактора только продуктивностью. Очень малая скорость седиментации в халистазах II и III есть также прямой результат гидродинамического режима (о чем я уже писал в статье 1976 г.). Ведь скорости движения поверхностных вод в этих халистазах убывают от их периферии к центральной зоне, а чем медленнее движения воды, тем меньше несут и осаждают они осадочного материала, особенно в таких огромных халистазах, как II и III.

Кроме того, создавая ничтожные пищевые ресурсы, гидродинамический режим халистаз тем самым определяет и биологические их особенности. Требовательные к питательным солям диатомеи г практически исчезают из состава планктона; остаются менее требовательные — кремнежгутиковые и бесскелетные формы среди фитопланктона. С ними ассоциируют известьвыделяющие кокколитофориды и фораминиферы, в частности, те из них, которые отличаются (надо думать) наименьшей требовательностью к пище. Этот очень бедный количественно биоценоз на дне отражается отсутствием кремнистых отложений и наличием только известковых — на глубинах, выше критической; на больших — только красной глиной.

Сказанное означает, что не только малая продуктивность халистаз, но и малая скорость седиментационного процесса вообще, и своеобразный биоценоз планктонных форм, и наконец, набор вещественно-генетических типов осадков на дне, короче,— все особенности субтропических.

¹ Несмотря на длительную работу в океане, А. П. Лисицын неправильно представляет себе процессы, происходящие в халистазах II и III. Специфику их он видительной в погружении осолоненных (из-за сухости климата) верхних слоев вниз, что тормозит подачу питательных солей снизу (Лисицын, 1974). Такая интерпретация особенностей халистаз II и III ошибочна. Главным и решающим фактором погружения является их антициклонический режим. Осолонение же воды, содействующее погружению, только дополнительный процесс. Преодоление вредного действия погружения осуществляется самим же антициклоническим режимом поверхностных вод, благодаря которому они движутся от периферии халистаз, а точнее, от окружающих их циркулярных течений, к центру. Эти воды приносят с собой ничтожные количества питательных солей, которые и поддерживают слабо теплющуюся жизнь планктона. Безлатерального заноса солей жизнь в халистазах вообще не могла бы существовать (Страхов, 1976).

² «Фактором, диктующим появление зон высокой продукции планктонных водорослей, является поступление в зону фотосинтеза достаточного количества питательных солей из глубинных слоев океана» (Лисицын, 1966, стр. 187).

халистаз определяются не климатом, а их гидродинамическим режимом. В таком случае продолжать выделять в океанах аридный тип осадконакопления, контролируемый якобы аридным климатом, очевидно, уже нельзя. Это в корне противоречило бы трактовке механизма, контролирующего осадконакопление субтропических зон. И если присоединение А. П. Лисицына к В. Г. Богорову по вопросу о продуктивности не просто тактический ход в дискуссии, то аридный тип литогенеза в океанах надобно считать ликвидированным. Этого требует логика научного исследования.

Но после исчезновения в огромном поясе от 40° с. ш. до 40° ю. ш. двух полос аридного осадочного процесса длиной каждая от 14 000— 15 000 км, шириной до 4500 км, что же останется от общей схемы климатических типов в океане? «Обломки», которые уже невозможно связать в приемлемую схему климатической зональности океанского литогенеза.

А. П. Лисицын, видимо, не замечает того, что прежнее его толкование субтропического литогенеза в качестве аридного исключается новым, гидродинамическим, неизбежно вытекающим из концепции В. Г. Богорова. В статье 1977 г. он просто объединил оба эти альтернативные толкования, что придало его построению глубокое внутреннее противоречие. Но не все же исследователи столь беспечны по части логики. Внутренняя противоречивость трактовки субтропического литогенеза, шаяся в статье 1977 г., рано или поздно будет осознана, и это приведет к неминуемому концу общей его схемы климатических типов литогенеза в океане. В этом я вижу объективный смысл и главную ценность статьи А. П. Лисицына 1977 г.

ЛИТЕРАТУРА

Богоров В. Г. Планктон Мирового океана. М., «Наука», 1974.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966. Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность.— Литол. и полезн.

ископ., 1977, 1. Страхов Н. М. К вопросу о климатических типах литогенеза в океанском секторе Земли. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.

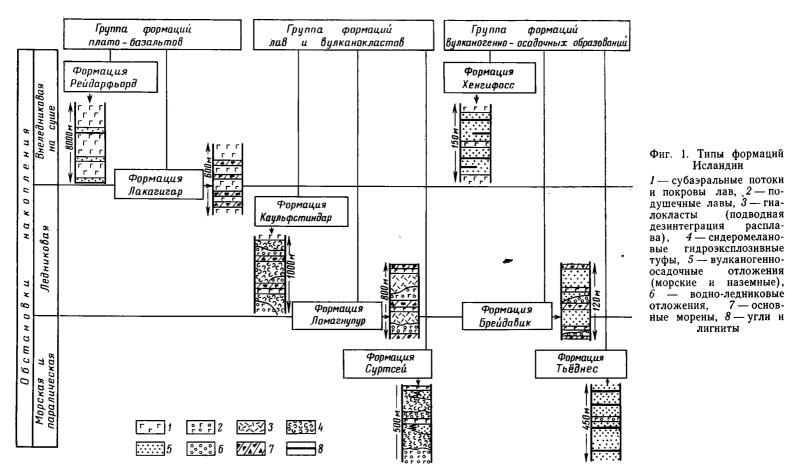
гин, Москва Дата поступления 14.I.1977

УДК 552.313(417)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ИСЛАНДИИ

А. Р. ГЕПТНЕР

Исландия традиционно рассматривается в составе трапповой формации Британо-Арктической провинции (Лучицкий, 1971). Изучение траппового комплекса Исландии позволило выявить в нем такие естественные и закономерные парагенетические сочетания различных генетических типов вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, по которым можно судить об изменениях обстановок осадконакопления. Подобного типа парагенезы, представляющие собой реальные геологические тела, выделяются нами в качестве формаций. Важно подчеркнуть, что в основу выделения некоторых формаций положены примеры строения и способа образования современных морских (о. Суртсей, 1963—



Фиг. 1. Типы формаций Исландии

1 — субаэральные потоки и покровы лав, 2 — подушечные лавы, 3 — гиалокласты (подводная дезинтеграция распла-4 — сидеромеланогидроэксплозивные туфы, 5 — вулканогенноосадочные отложения (морские и наземные), \hat{b} — водно-ледниковые

лигниты

1967 гг.) или субаэральных (извержение Лакагигар, 1783 г.) вулканических сооружений.

Таким образом, выделение конкретных формаций строится на основании изучения парагенетических соотношений генетических типов отложений, формирование которых происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях. Проведенные исследования в Исландии позволили выделить три группы формаций, в которые по сходству парагенетических ассоциаций слагающих их пород объединены конкретные формации, отражающие тектонические и физико-географические условия их образования (фиг. 1). Первая из них — группа формаций платобазальтов. Формации этой группы объединяет сходство состава слагающих пород (базальты, реже средние и кислые вулканиты) и характер напластования (покровы), при котором толщи лав чередуются с резко подчиненными по мощности линзами и прослоями туфов и вулканогенно-осадочных пород. Отличие конкретных формаций выражено прежде всего в разном наборе генетических типов отложений. В этой группе по условиям образования выделяются две формации.

Формация Рейдарфьорд (наиболее древняя, миоценовая) сложена многокилометровой толщей платобазальтов с отдельными маломощными (первые метры, реже десятки метров) прослоями угленосных озерных и аллювиальных отложений. Широко распространены горизонты кислых (дацитовых и риолитовых) туфов. С центральными вулканическими постройками связаны потоки и дайки кислых лав. Базальтовые сидеромелановые туфы, образующиеся при субаквальных гидроэксплозивных извержениях (Макдональд, 1975), слагают маломощные прослои или сидеромелановый пирокластический материал встречается в озерных отложениях в виде примеси.

Формация Лакагигар состоит из сочетания покровов базальтов, группирующихся в пачки различной мощности с разнообразными ледниковыми образованиями (основные морены, флювиогляциальные и ледниковоозерные отложения). Максимальные известные мощности формации до 600 м. В этой формации сидеромелановые туфы играют уже значительно большую роль. Характерным элементом парагенеза являются отложения катастрофических водных потоков (йёкульхлёупов), образующихся при подледных извержениях (Гептнер, Лаврушин, 1973). Указанные особенности генетического состава отложений этих двух парагенезов свидетельствуют об изменении условий образования пород и отложений и дают основание рассматривать их как две самостоятельные формации, образовавшиеся в различных климатических условиях.

Вторая группа — группа формаций лав и вулканокластов. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в ней сходны по составу с породами группы формаций платобазальтов. Анализируя парагенетические ассоциации пород, трудно однозначно решить, принадлежат ли рассматриваемые толщи к одному сложнопостроенному комплексу или же в его составе можно выделить несколько самостоятельных формаций. Вполне определенно этот вопрос может быть решен на основании генетического анализа отложений, входящих в состав рассматриваемых толщ. Как и в предыдущем случае, основанием для выделения конкретных формаций здесь послужило изучение особенностей генетического состава отложений и характер соотношения различных генетических типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. В составе этой группы выделены три формации — Суртсей, Каульфстиндар и Ломагнупур.

Формация Суртсей (мощность до 500 м) состоит из закономерного чередования в разрезе подушечных лав, подушечных брекчий, гидро-

¹ Здесь и в дальнейшем всем выделенным формациям присвоены местные географические названия по местоположению наиболее полных и лучше изученных разрезов или современных вулканических сооружений.

эксплозивных туфов и отдельных потоков субаэральных лав. Этот набор и последовательность залегания вулканогенных отложений характеризует извержение на дне моря, закончившееся формированием острова-вулкана. В мощных толщах формации отдельные элементы этой последовательности могут отсутствовать или замещаться тефроидами и туффитами, иногда с морской фауной.

Формация Каульфстиндар (мощность до 1000 м) объединяет отложения, образовавшиеся при извержении вулканов под ледниковыми покровами или внутри их (интрагляциальная формация). По строению и характеру сочетания в разрезе различных типов вулканитов отложения этой формации чрезвычайно похожи на морские вулканогенные образования формации Суртсей. Однако наличие горизонтов основных морен, составляющих характерный элемент разрезов, позволяет считать эту

парагенетическую ассоциацию самостоятельной формацией.

Формация Ломагнупур (максимальная мощность до 800 м) представлена чередованием подушечных лав, генетически связанных с ними гиалокластов, залегающих в виде протяженных толщ и горизонтов осадочных отложений, среди которых главную роль играют основные морены. Формирование толщ гиалокластов связано с дезинтеграцией и пульверизацией расплава под водой (Cucuzza-Silvestri, 1963). В небольших количествах сходный тип породы образуется в результате шелушения стекловатой корки подушечных лав. Отдельные горизонты субаквальных вулканитов формации Ломагнупур прослежены на расстоянии до 30 км. Это определенно указывает на существование обширных водных пространств, в которых происходили извержения. Учитывая расположение формации вдоль современного побережья Исландии, можно предполагать, что накопление эоплейстоценовых подушечных лав и гиалокластов происходило на относительно неглубоком шельфе, куда могли сползать мощные ледниковые языки и откладывать основную морену. Морские условия накопления вулканогенных отложений этой формации подтверждаются существующими фациальными взаимоотношениями с одновозрастной формацией Суртсей. Таким образом, формация Ломагнупур по условиям накопления характеризует собой паралическую обстановку.

Третья группа — группа формаций вулканогенно-осадочных образований может быть разделена на три формации: паралическую угленосную (формация Тьёднес), наземную угленосную (формация Хенгифосс) и паралическую ледниковую, ледниково-морскую (формация Брейда-

вик).

Формация Тьёднес. Прибрежно-морские и наземные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения ее известны в Исландии только в одном месте, на северо-западе п-ова Тьёднес. Эта парагенетическая ассоциация объединяет наземные (озерные и озерно-болотные), лагунные и прибрежно-морские отложения. Общая мощность формации оценивается от 450 м (Эйнарссон Тор., Гладенков, 1973) до 550 м (Strauch, 1963). Наземные угленосные отложения приурочены к нижней части разреза формации, где они согласно залегают на субаэральных лавах формации Рейдарфьорд. Морские отложения сложены вулкано-терригенными породами, возникшими в основном за счет размыва разнообразных базальтов. Верхние горизонты формации сложены морскими песчаниками и более тонкозернистыми породами, состоящими практически полностью из переотложений сидеромелановой пирокластики. В других частях разреза сидеромелановая пирокластика встречается в сочетании с углистыми пачками. К этим же отложениям приурочены пропластки кислых пеплов. С наземными горизонтами угленосных пород пространственно связаны маломощные слойки и линзы диатомитов.

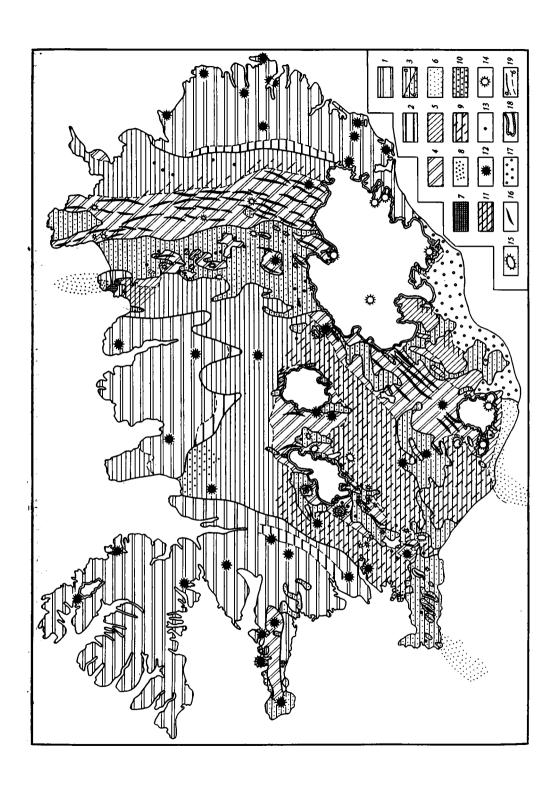
Формация Хенгифосс. Типовой разрез ее мощностью до 200 м объединяет аллювиальные, озерные и озерно-болотные угленосные и лигнитоносные отложения, переслоенные в разрезе с вулканогенными образова

ниями, среди которых главную роль играют субаэральные лавы и базальтовые туфы, образованные при гидроэксплозивных извержениях. Характерным компонентом формации являются кислые туфы, встречающиеся, однако, далеко не во всех разрезах. В некоторых разрезах встречены подушечные лавы. Соотношение озерных и аллювиальных отложений в формации сильно меняется, но при этом проявляется общая закономерность в их распределении на площади — содержание грубозернистых аллювиальных отложений увеличивается в сторону от центральной тектонической депрессии. В этом же направлении уменьшается мощность осадочных пачек, а в разрезе появляется большое количество прослоев субаэральных лав.

Формация Брейдавик отличается характерным сочетанием морских, ледниковых и вулканогенных образований. Морские отложения представлены алевролитами и песчаниками, в которых часто встречается рассеянная, «плавающая» галька. В основном это обломки разнообразных базальтов, но иногда здесь же присутствуют хорошо окатанные валуны и галька метаморфических пород. Характер взаимоотношений крупнообломочного материала и вмещающих его песчаников и алевролитов позволяет считать, что грубый материал приносился плавающим льдом. Ледниковые образования представлены собственно ледниковыми (основные морены) и водно-ледниковыми отложениями. В составе последних нередко большую роль играют отложения йёкульхлёупов, связанные фациальными переходами с отложениями конусов выноса флювиогляциальных потоков и озерно-ледниковыми отложениями. Вулканогенные образования формации Брейдавик состоят в основном из сидеромелановых пеплов, реже встречаются потоки субаэральных и субаквальных лав.

Генетический формационный анализ вулканогенных и вулканогенноосадочных толщ Исландии позволяет получить более детальное представление об основных этапах развития палеогеографии района и существенно уточнить некоторые особенности тектонического развития территории, начиная с миоцена. Все это находит свое отражение на составленной нами схеме распространения выделенных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций на территории Исландии (фиг. 2).

По условиям тектонического режима, определяющего формирование отложений, формации разделяются на две группы. Формирование мощных субаэральных лавовых толщ формаций Рейдарфьорд и Лакагигар происходило на относительно ровных участках поверхности суши на фоне медленных и равномерных прогибаний. Осевая зона прогибаний располагалась, видимо, на месте современной восточной ветви неовулканической зоны. Благодаря сочетанию постепенного сужения зоны прогибания и одновременной миграции активных вулканических центров к осевой: зоне прогиба (Walker, 1966) сформировалась серия последовательно вложенных друг в друга лавовых толщ. Хорошим подтверждением такого способа накопления стратиграфически многокилометровой толщи лав формации Рейдарфьорд является тот факт, что даже самые древние ее части (нижнемиоценовые платобазальты) не погружались на большую глубину. Они, как и более молодые миоценовые и плиоценовые толщи, остаются очень слабо измененными и никогда не опускались ниже зоны. цеолитизации, глубина которой для районов регионального гидротермального метаморфизма Исландии не превышает первые сотни метров. Исходя из этих же соображений и имеющихся в литературе данных о горизонтальном расположении цеолитовых зон, секущих моноклиналь лавовых толщ формации Рейдарфьорд (Gibson et al., 1962), можно заключить, что общее пологое падение пород этой формации к центру Исландии, в сторону неовулканической зоны, формировалось постепенно в процессе накопления мощных лавовых толщ. Вместе с тем региональные гидротермальные изменения в них произошли значительно позже, когда уже дислоцированные толщи погрузились ниже уровня моря.



Фиг. 2. Схема распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Исландии

Формации: 1 — Рейдарфьорд, 2 — Хенгифосс, 3 — Лакагигар (а — плиоцен-эоплейстоценовая, 6 — плейстоцен-голоценовая), 4 — Каульфстиндар, 5 — Ломагнупур, 6 — Суртсей, 7 — Тьеднес, 8 — Брейдавик. Сочетание формаций: 9 — Лакагигар и Каульфстиндар, 10 — Лакагигар и Брейдавик, 11 — Ломагнупур и Лакагигар, 12 — центральные вулканы с основными и кислыми продуктами извержения, 13 — щитовые вулканы, 14 — подледные действующие вулканы. Характерные формы рельефа: 15 — столовые горы (центральные вулканы), 16 — хребты (трещинные вулканы); 17 — зандры, 18 — ледники, 19 — границы: а — стратиграфические, 6 — фациальные

Формирование ассоциаций субаквальных вулканитов (формации Суртсей, Каульфстиндар и Ломагнупур) и вулканогенно-осадочных образований (формации Хенгифосс, Тьёднес, Брейдавик) связано с интенсивными прогибаниями (на месте центральной тектонической депрессии и прогиба п-ова Снайфедльснесс) и существованием достаточно глубоких водных бассейнов (пресноводных в центре и морских по периферии острова), заполняющихся подушечными лавами и брекчиями, гиалокластами, продуктами их разрушения и ближайшего переотложения. Важно подчеркнуть, что озерные и аллювиальные отложения формации Хенгифосс, сменяющие в разрезе платобазальты формации Рейдарфьорд, образовались на первых этапах расчленения общирного лавового плато и возникновения крупной и сложной по форме депрессии, рассекающей сейчас Исландию в общем с севера на юг на две части. Отложения этой формации известны только на бортах современной структуры депрессии, где они залегают согласно с отложениями формации Рейдарфьорд и имеют примерно один и тот же возраст в интервале от 7 до 3 млн. лет, частично соответствуя слеггьюлекурскому горизонту, установленному М. А. Ахметьевым (устное сообщение).

По условиям образования все выделенные формации распадаются на три группы: формировавшиеся в морской и паралической обстановках (формации Суртсей, Тьёднес), формировавшиеся во внеледниковой субаэральной обстановке (формации Рейдарфьорд, Хенгифосс) и формировавшиеся в ледниковой (подледной) обстановке (формация Каульфстиндар). Кроме того, часть установленных формаций занимает промежуточное положение, так как образование слагающих их толщ происходило при неоднократной смене обстановок накопления (морской и ледниковой — для формации Брейдавик и Ломагнупур, ледниковой и внеледниковой субаэральной — для формации Лакагигар) (см. фиг. 1).

С миоцена по настоящее время в Исландии основным типом вулканических извержений остаются трещинные излияния базальтов и извержения центральных щитовых вулканов. Вместе с тем формационный анализ позволил выявить существенные различия в строении вулканогенных отложений, накапливавшихся здесь в различных климатических условиях. Наиболее четко различия эти проявляются при сравнении формаций, образование которых происходило в ледовой (формация Каульфстиндар) или только частично в ледовой обстановках (формации Лакагигар, Брейдавик, Ломагнупур), а также в доледниковое время (формации Рейдарфьорд, Хенгифосс, Тьёднес). При сопоставлении изученных фор-(формации маций хорошо видно, что помимо тектоники и типа вулканических извержений важнейшим фактором, определяющим генезис и характер строения вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, являются физикогеографические условия, в которых происходили извержения.

Наконец, в заключение необходимо обратить внимание на возможность применения более детального генетического формационного анализа к вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам не только кайнозойского, но и более древнего возраста. Кажется несомненным, что его использование позволит вскрыть новые особенности не только тектонического, но и физико-географического (климатического) режима осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Гептнер А. Р., Лаврушин Ю. А. Влияние вулканизма на состав и формирование ледниковых отложений Исландии. Вюл. ком. по изучению четвертичного периода, 1972, № 39.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. І. Современные вулканы. М., «Наука»,

1971.

Макдональд Т. Вулканы. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии. М., «Мир», 1975.

Эйнарссон Тор., Гладенков Ю. Б. Верхний кайнозой Исландии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5.

Cucuzza-Silvestri S. Proposal for a genetic classification of hyaloclastites.— Bull. vol-

canol., 1963, v. 25.

Gibson I. L., Kinsman D. J. J., Walker G. P. L. Geology of the Faskrudsfjordur area

Eastern Iceland. Grienar IV, Reykjavik, 1962.

Built volcand, 1966, v. 24

Walker G. P. L. Acid volcanic rocks in Iceland.—Bull. volcanol, 1966, v. 24. Strauch F. Zur Geologie von Tjörnes (Nordisland). Sonderveröff.—Geol. Inst. Univ. Köln., 1963, No. 8.

гин ан ссср, Москва

Дата поступления 29.X.1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4, 1977 г.

МЕТОДИКА

УДК 552.12

К МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЯЖЕЛЫХ ФРАКЦИЙ

(На примере мысовской свиты восточного склона Урала)

З. И. СИТНИКОВА

Качественный и количественный состав тяжелых фракций осадочных пород — один из критериев минералогической корреляции разрезов. К настоящему времени у исследователей накопился огромный фактический материал по отдельным районам и регионам, несомненно, требующий обобщения. При широких обобщениях приходится сравнивать и сопоставлять данные разных исследователей, что нередко весьма затруднительно. Трудности эти связаны с отсутствием единой методики минералогического анализа осадочных пород, на что сетовали литологи уже 20 с лишним лет назад (Калинко, 1948; Коперина, 1951; Рухин, 1953, и др.).

Тяжелые фракции выделяются из фракций разной размерности: 0,25—0,1; 0,25—0,05; 0,25—0,01; 0,1—0,05; 0,1—0,01 мм и т. д. Как правило, изучается одна из фракций, предпочитаемая по тем или иным причинам. Свободный выбор одной из фракций, надо полагать, основан на априорном признании равнозначности результатов минералогического анализа разных фракций и, следовательно, возможности переноса данных по любой из них на породу в целом. По-разному производится и количественный подсчет минералов во фракции: подсчитываются все зерна, из подсчета исключаются аутигенные минералы, считаются только прозрачные аллотигенные и т. д.

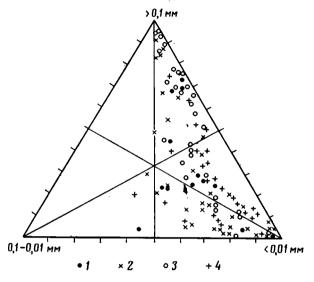
Сопоставимость результатов разных вариантов количественных подсчетов можно показать на примере изучения состава тяжелых фракций мысовской свиты (сеноман) восточного склона Урала.

Континентальные отложения свиты развиты локально по всему восточному склону Урала. Представлены они серыми, буровато-серыми, белыми и черными каолинитовыми глинами в разной степени песчанистыми и алевритистыми, разнозернистыми кварцевыми песками, алевритами, алевролитами, галечниками. Мощность свиты непостоянна и редко превышает 20 м.

В настоящей работе обобщены результаты исследований минерального состава пород мысовской свиты из 13 пунктов восточного склона Урала. Образцы отбирались из естественных обнажений, открытых выработок и кернов скважин. Пробы весом 20 г подвергались гранулометрическому анализу (ситовой, с предварительным отмучиванием пе-

литовой фракции) с выделением фракций: больше 2 мм, 2-1, 1-0.5, 0.5-0.25, 0.25-0.1, 0.1-0.01 и меньше 0.01 мм.

Сортировка обломочного материала (фиг. 1) и окатанность его весьма различны. Галечный и гравийный материал представлен кварцем, реже кремнями и обломками кремнисто-глинистых и кремнисто-слюдистых пород. В песчаных фракциях дополнительно отмечаются чешуйки слюды, единичные зерна калиевого полевого шпата, редкие акцессорные минералы. Кварц в них составляет 90—98%.



Фиг. 1. Треугольная диаграмма гранулометрического состава пород мысовской свиты, 1— Серовский район, 2— Алапаевский район, 3— бассейн р. Синары, 4— левобережье р. Тобола

Алевритовые фракции сложены на 80—95% кварцем, постоянно присутствуют кремнистые агрегаты (2—15%), чешуйки бесцветной слюды (1—10%), полевой шпат (1—5, редко до 15%), акцессорные минералы. В пелитовой фракции преобладает каолинит, незначительна примесь гидрослюд, хлоритов, пылеватого кварца, иногда галлуазита, гидроокислов железа. Во всех фракциях в переменных количествах присутствует углистый детрит.

При однообразии состава породообразующих минералов породы свиты в целом характеризуются богатством и разнообразием тяжелых акцессорных минералов, сосредоточенных главным образом в мелко-песчаной и алевритовой фракциях. Крупные фракции (>0,25 мм) бедны тяжелыми минералами: отмечаются стяжения пирита (в углистых глинах иногда обильны), реже сидерит, корочки гидроокислов железа, спорадически — единичные зерна циркона, турмалина, ставролита.

Навески в 1 г от фракций 0,25—0,1 и 0,1—0,01 мм разделялись центрифугированием в жидкости М-45 с удельным весом 2,85 на легкую и тяжелую фракции. Содержание тяжелой фракции в пробах мысовской свиты приведено в таблице.

Из таблицы видно, что процентное содержание как мелкопесчаной, так и алевритовой тяжелых фракций изменяется в широких пределах: в одних — следы, в других — до 30% от соответствующей фракции породы. Среднее содержание тяжелых минералов в алевритовых фракциях в 2 раза и более выше, чем в песчаной. Значительная разница обнаруживается и при сравнении цифровых данных по разным районам.

На примере отложений свиты, вскрытых в песчаном карьере «Мысы», проследим соотношение минералов в тяжелых фракциях песчаной и алевритовой размерности. В каждой тяжелой фракции подсчитывалось 500—700 зерен, принимаемых за 100%.

На фиг. 2 изображены результаты гранулометрического анализа пород (A) и результаты количественных подсчетов тяжелых минеров в песчаной (Б) и алевритовой (В) фракциях, указан процентный выход тяжелой фракции (вес. % от мелкопесчаной и алевритовой фракций).

Содержание тяжелых фракций в породах мысовской свиты, вес. %

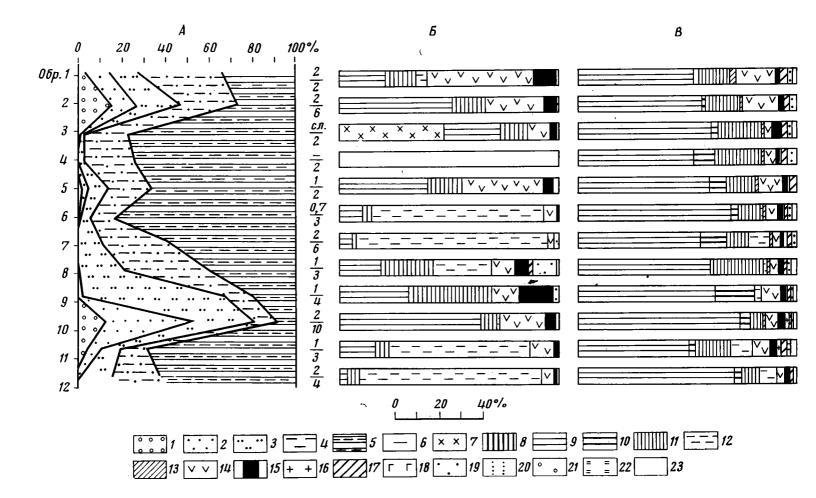
Район	Количест- во образцов	От фр. 0,25—0,1		От фр. 0,1-0,01		От пробы в целом	
		пределы	среднее	пре д елы	среднее	пределы	среднее
Серовский Алапаевский и Богданович- ский Бассейн р. Синары Левобережье р. Тобола Бассейн р. Каин-Кабак	6 96 22 18 8	0,5—12 Сл.—33 0,5—16 Сл.—3 0—0,5	3,4 3,4 2,4 0,7 Сл.	2—16 0,5—30 2—16 1—15 1—3	4,8 4,9	1,1-3,6 0,03-3,9 0,18-1,8 0,1-2,2 0,05-0,9	0,8 1,0 0,7

Литологически мысовская свита представлена глинами алевритистыми и песчанистыми, песками мелко- и разнозернистыми, в разной степени глинистыми. Гранулометрический анализ обнаруживает значительные колебания в содержании отдельных фракций (вес.% от пробы): фракция <0,01 мм от 26 до 83, 0,01—0,1 мм от 10 до 40, 0,1—0,25 мм от 2 до 65, 0,25—0,5 мм от 0 до 40, >0,5 мм от 0 до 15. Выход тяжелой фракции небольшой: 1—2% от мелкопесчаной и 2—10% от алевритовой фракций. Совершенно очевидно, что даже при таких незначительных колебаниях содержаний тяжелых минералов во фракциях 1% от фракции, составляющей 5 и 50% от всей пробы,— не одно и то же.

Если качественный состав тяжелых фракций песчаной и алевритовой размерностей одной пробы и всех проб по данному объекту в целом обнаруживает сходство, то количественные содержания минералов в разноразмерных фракциях даже одной пробы обычно резко отличаются. Например, в образце 3 в тяжелой песчаной фракции 48% зерен приходится на долю сидерита, в алевритовой фракции он отсутствует. Упустив из виду гранулометрический состав породы (в данном случае тяжелая фракция составляет следы от песчаной, в свою очередь составляющей 2 вес. % от пробы), легко прийти к ложным выводам относительно условий осадконакопления. Минералогически песчаная фракция значительно беднее алевритовой. В песчаной тяжелой фракции из разных проб наблюдаются довольно резкие колебания количеств отдельных минералов. Высок в них процент вторичных окислов и гидроокислов железа, лейкоксена; как правило, больше, чем в алевритовой, ставролита, дистена, андалузита, иногда турмалина.

Качественный минералогический состав песчаной тяжелой фракции заметно меняется в зависимости от гранулометрического состава пород: во фракциях из глинистых пород значительно больше окислов и гидроокислов железа, чем во фракциях из песчано-алевритовых пород, зато в последних значительно выше содержание прозрачных минералов.

В алевритовой тяжелой фракции больше 50% составляют черные рудные минералы, в ощутимых количествах отмечаются циркон, минералы группы рутила, группы эпидота и хромшпинелиды, которые в песчаной фракции отсутствуют или наблюдаются в единичных зернах. Пределы колебаний процентных содержаний отдельных минералов в алевритовых тяжелых фракциях по объекту в целом незначительны, а



Фиг. 2. Диаграммы гранулометрического и минерального состава проб мысовской свиты. Песчаный карьер «Мысы», Алапаевский район. А — Диаграмма гранулометрического состава. Б — Диаграмма минерального состава тяжелых фракций песчаной размерности. В — Диаграмма минерального состава тяжелых фракций алевритовой размерности. Фракции, мм: $I \longrightarrow 0.5$; $2 \longrightarrow 0.5 \longrightarrow 0.25$; $3 \longrightarrow 0.25 \longrightarrow 0.1$; $4 \longrightarrow 0.1 \longrightarrow 0.01$; $5 \longrightarrow 0.01$; $6 \longrightarrow$ дробь справа от диаграммы: в числителе — процентный выход тяжелой фракции от фракции $0.25 \longrightarrow 0.1$ мм, в знаменателе — от фракции $0.1 \longrightarrow 0.01$ мм, прочерк — отсутствие тяжелой фракции; $7 \longrightarrow 0.01$ сидерит; $8 \longrightarrow 0.01$ группа черных рудных; $10 \longrightarrow 0.01$ хромшпинелиды; $11 \longrightarrow 0.01$ лейкоксен; $12 \longrightarrow 0.01$ окислы и гидроокислы железа; $13 \longrightarrow 0.01$ группа эпидота; $14 \longrightarrow 0.01$ ставролит; $15 \longrightarrow 0.01$ группа силлиманита; $16 \longrightarrow 0.01$ прутила; $16 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $16 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $16 \longrightarrow 0.01$ группа силлиманита; $16 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $16 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $10 \longrightarrow 0.01$ группа силлиманита; $10 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $10 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $10 \longrightarrow 0.01$ группа силлиманита; $10 \longrightarrow 0.01$ группа рутила; $10 \longrightarrow 0.01$ группа рут

качественный состав практически не зависит от гранулометрии пород. Сказанное в равной мере относится и к другим изученным объектам.

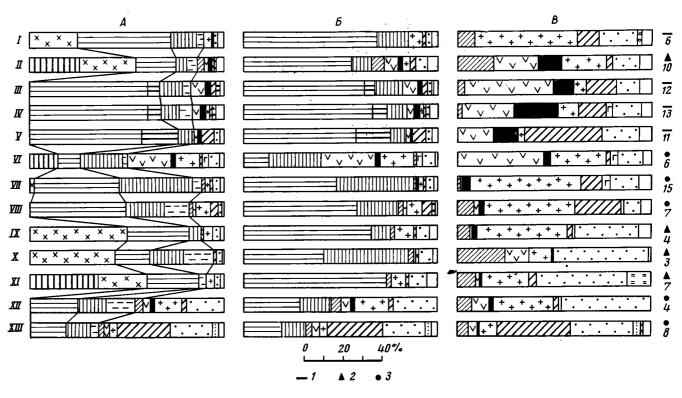
При обобщениях количественных данных приходится прибегать к средним значениям для определенного пункта, региона, того или другого горизонта. Как следует из сказанного выше, наиболее информативной является тяжелая фракция алевритовой размерности, на ней мы и сосредоточим внимание.

В тяжелых фракциях из образцов мысовской свиты отмечено 30 минералов, половина из них присутствует в единичных зернах. В каждой отдельной фракции обычно насчитывается 12—15 минералов. Минералы тяжелой фракции условно разделены на четыре категории: аутигенные — пирит и сидерит; черные рудные — магнетит, ильменит (преобладает), хромит; вторичные — окислы и гидроокислы железа, лейкоксен; прозрачные, кластические.

На основании одних и тех же исходных данных произведены три варианта подсчета средних содержаний зерен основных групп минералов алевритовой тяжелой фракции по отдельным местонахождениям отложений мысовской свиты (фиг. 3).

При подсчете всех минералов во фракции (рис. 3, A) обнаруживается, что во фракциях из отложений свиты, вскрытых скважинами, большой процент составляют аутигенные минералы — до 50% и более, тогда как в тяжелых фракциях аналогичных пород, взятых из обнажений и открытых выработок, их значительно меньше или они отсутствуют. В обнаженных породах пирит и сидерит сохраняются в виде более или менее крупных конкреций, мелкие зерна, очевидно, быстрее подвергаются окислению, замещаясь гидроокислами железа. В тяжелых фракциях проб из обнажений и открытых выработок основную часть составляют черные рудные минералы и вторичные продукты изменения — лейкоксен и гидроокислы железа (обычно гидрогематит). Среди черных рудных минералов преобладает ильменит, лишь отдельные фракции обогащены магнетитом. В пробах Зыряновского и Чехомовского рудников отмечается высокое содержание хромита. Общее содержание черных рудных минералов —50—70% от тяжелой фракции, в пробах из скважин — втрое меньше (из-за обилия аутигенных). Общее количество зерен прозрачных минералов изменяется в пределах 20— 30%, за исключением проб из обнажений по рекам Большой Калиновке, Аят и Каин-Кабак, где содержание их соответственно 50, 46 и 65%. Качественный состав довольно однообразен. Преобладают устойчивые минералы — циркон, группа рутила, турмалин, ставролит, группа силлиманита. При низком содержании прозрачных минералов в целом для проб отдельные минералы и даже их группы составляют от общего количества подсчитанных во фракции 500—700 зерен всего лишь 1—3%, поэтому количественные соотношения не всегда отчетливы.

Фигура 3, Б демонстрирует количественные соотношения аллотигенных минералов. Делаются два допущения: а) все окислы и гидроокислы железа принимаются за вторичные продукты изменения аути-



Фиг. 3. Диаграммы минерального состава тяжелых фракций мысовской свиты. I — Серовский район, II — Мугайское бокситовое месторождение, III — песчаный карьер «Мысы», IV — Чехомовский рудник, V — Зыряновский рудник, VI — р. Большая Калиновка, VII — р. Синара, дер. Нижняя, VIII — р. Синара, дер. Новая, IX — р. н Введенки, X — р. н Алешинки, XI — р. н Федоровки, XII — р. Каин-Кабак. A — в подсчет включены все минералы, E — только аллотигенные, E — только прозрачные, кластические. E — открытые выработки, E — скважины, E — обнажения. Цифры под знаками — количество образцов. Остальные усл. обозн. те же, что и на фиг. 2

генных пирита и сидерита, хотя какая-то часть их, несомненно, развивается по обломочным рудным зернам; б) все прозрачные минералы принимаются за аллотигенные. После исключения из подсчета аутигенных минералов соотношения количеств рудных и прозрачных минералов в целом для свиты несколько выравниваются. Группа черных рудных является доминирующей для большинства районов —50% и более. Содержание прозрачных минералов 15—40%, редко больше. Количественные вариации последних по сравнению с диаграммой 3, А более отчетливы, но для ряда районов разница в их содержании скрыта обилием рудных зерен.

диаграмме 3, B изображены результаты подсчета прозрачных минералов. Здесь количественные различия минералов выступают резко, а соотношения выглядят весьма отлично от ранее рассмотренных диаграмм. Из анализа соотношений прозрачных минералов вытекает следующее. 1. В тяжелых фракциях из отложений мысовской свиты всех рассмотренных районов постоянно в переменных количествах присутствуют циркон, минералы группы рутила, турмалин. Из группы рутила всегда отмечается собственно рутил, реже анатаз, спорадически брукит. Наряду с обломочными зернами присутствуют иногда аутигенные. Так, аномально высокое содержание минералов группы рутила в пробах Зыряновского рудника и обнажениях по р. Каин-Кабак связано с наличием в углистых глинах новообразований микрокристаллических сростков светло-желтого рутила, иногда рутила и анатаза. 2. Количество рутила значительно выше в пробах, взятых из обнажений и открытых выработок, чем из скважин: для эпидота обычно наблюдается обратное соотношение. З. Для каждого района характерны определенные комплексы тяжелых минералов с количественным преобладанием одного или двух, на основании чего отчетливо выделяются минералогические провинции: турмалин-цирконовая с апатитом — Серовский район, дистен-ставролитовая — Алапаевский Богдановичский районы, цирконовая — бассейн среднего течения р. Синары, циркон-турмалиновая — левобережье р. Тобола, турмалин-рутиловая с глаукофаном — р. Каин-Кабак. К названиям первых четырех минералогических провинций можно добавить определение «ильменитовая».

Каждый из подсчетов правомочен, так как дает определенную информацию, при том несколько различную. В то же время ни один из них нельзя назвать универсальным, они дополняют друг друга.

Изучение отложений мысовской свиты показало, что при литологическом разнообразии они имеют одинаковый состав породообразующих минералов на всем протяжении восточного склона Урала, хотя и приурочены к разобщенным депрессиям. Однородность состава породообразующих и наличие в основном устойчивых к выветриванию акцессорных минералов (тяжелые фракции) в общем подтверждает принятое большинством исследователей положение, что осадки свиты образовались главным образом за счет размыва каолиновой коры выветривания. С другой стороны, если принять во внимание утверждение геологов о том, что в начале сеномана на Урале произошло омоложение рельефа в связи со «значительными подвижками» и оживлением эрозионной деятельности (Гольберт и др., 1968; Умова, Шатров, 1968; Сигов, 1969; Папулов, Умова, 1970; Папулов, 1974, и др.), то размыву подвергалась не только кора выветривания, но и менее выветрелые породы и соответственно первоначальные осадки мысовской свиты (озерные, речные) должны были быть весьма различными по составу. По-видимому, однородность состава породообразующих минералов свиты обусловлена не столько однородностью исходного обломочного материала, поступающего из каолиновой коры выветривания, сколько влиянием постседиментационных изменений осадков. Теплый и влажный климат, обилие органического материала в осадках, длительность континентального режима — вполне благоприятные условия для вторичных преобразований.

Таким образом, анализ минералогического состава тяжелых фракций мысовской свиты восточного склона Урала показал следующее.

- 1. Наибольший процентный выход тяжелой фракции от фракции алевритовой размерности. Надо заметить, что преобладающий размер зерен тяжелых минералов 0,1—0,05 мм. Эта фракция содержит наиболее богатый комплекс минералов, и состав ее мало зависит от литологического типа пород.
- 2. Количественные содержания тяжелых минералов следует сравнивать только в одноразмерных фракциях.
- 3. Средние количественные содержания можно рассчитывать для тех минералов и групп, которые отмечаются постоянно или в большинстве проб (при частоте встречаемости не менее 80%) сравниваемых объектов. Минералы, встречающиеся в единичных образцах (как сидерит в приведенном примере), не следует распространять на объект в целом.
- 4. Какие-либо выводы об условиях осадкообразования по аутигенным минералам возможны лишь в случаях, когда известен гранулометрический состав породы и процентный выход тяжелой фракции. Как правило, аутигенные пирит и сидерит, если они наблюдаются в породе, в песчаной фракции преобладают, в алевритовой их меньше, а то и вовсе отсутствуют.
- 5. При обобщениях результатов исследований тяжелых фракций по определенному району целесообразно расчет делать по всем минералам и параллельно по прозрачным.
- 6. Необходимо учитывать место отбора проб, так как количество аутигенных и вторичных минералов (соответственно и кластических, подверженных этим процессам) в тяжелых фракциях во многом определяется современным местонахождением пород.

Из всего сказанного вполне очевидно, что сравнивать результаты по разному произведенных подсчетов нужно весьма осторожно и с обязательным учетом исходных данных (гранулометрический состав, из фракции какой размерности выделена тяжелая, что подсчитывалось).

ЛИТЕРАТУРА

Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968.

Калинко М. К. Распределение «тяжелых» минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов.— Докл. АН СССР. Геология, 1948, т. 62, № 5.

Коперина В. В. К вопросу о единой методике минералогического анализа терригенной части осадочных пород.—В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала. М., «Наука», 1974.

Папулов Г. Н., Умова Л. А. Интенсивность тектонических движений на Урале и в Зауралье в меловое и раннепалеогеновое время по данным объемного метода.— Докл. АН СССР. Геология, 1970, т. 190, № 3.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра», 1969. Умова Л. А., Шатров В. П. Континентальные юрские и меловые отложения Южного Зауралья.— В кн.: Континентальные отложения позднего мезозоя Урала и Зауралья. Сб. по вопросам стратиграфии № 11. Ин-т геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР, Свердловск, 1968.

Институт геологии и геохимии, Свердловск

Дата поступления 15.IX.1975

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписы-

вается всеми авторами.

- 5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая затлавные буквы двумя черточками снизу, а строчные двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы красным карандашом.
- 6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м. 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответ-

ствовать стандартным обозначениям.

- 8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
- 9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту— сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов— название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг— издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федо-

ров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, гео-

графических пунктов и пр.

- 12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фитурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фитур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
- 13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей —

не более 3—5, фигуро-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНИТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвер-

гать их правке.

РЕДАКЦИОННАЯ ^{*}КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

À

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор Е. И. Гришина