

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1978

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П.</i>	
О корях выветривания габброидов Волыни и содержащемся в них ильмените	6
<i>Селиверстов Ю. П.</i> Покровные образования и рельеф областей новейшего латеритообразования на юго-западе Сахарской платформы	18
<i>Забиров Ю. А., Чеха В. П.</i> Первые бокситопоявления и перспективы Северо-Сибирской бокситоносной провинции	31
<i>Горбачев Б. Ф., Савельева К. П., Васянов Г. П., Шабалин В. В.</i> Каолинизированные бокситы среди огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения на Урале	40
<i>Патык-Кара Н. Г., Арманд Н. Н.</i> Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин	55
<i>Озол А. А., Власов В. В., Ковязин А. Н., Колеватов Б. Д., Коршунов Н. А., Мухутдинова М. К.</i> Пальгорскитсодержащие туфогенные глины Закавказья	65
<i>Краевая Т. С., Лупкина Е. Г., Кременецкая Т. Н.</i> О вулканогенных молассах позднего кайнозоя Камчатки	74
<i>Карпов Г. П.</i> Вулканотерригенные породы Сибирской платформы	85
<i>Паливода Н. К., Паливода А. А.</i> Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане	95
<i>Виноградов В. И., Хераскова Т. Н., Петрова С. Н.</i> О генезисе стратиформных месторождений барита в кремнистых формациях Казахстана	112
<i>Азизов А. И., Тихвинский И. Н.</i> Закономерности распространения и накопления сульфатных солей калия в Предуральско-Прикаспийском бассейне	124
<i>Ермаков В. И., Шаля А. А.</i> Генетические особенности газоносных отложений сенноман — нижнего турона севера Западной Сибири	137
<i>Белозерцева Н. В., Силичев М. К.</i> К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклинория	152

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1978

CONTENTS

<i>Polkanov Yu. A., Tarasenko V. S., Borisenko L. F., Boiko D. D., Proskurin G. P.</i>	6
On weathering crusts of gabbroids in Volyn and ilmenite contained in them	
<i>Seliverstov Yu. P.</i> Cover sediments and topography of areas of the latest lateritic formation in the south-west of the Sakhara platform	18
<i>Zabirov Yu. A., Chekha V. P.</i> First bauxite manifestations and perspectives of the North-Siberian bauxite-bearing province	31
<i>Gorbachev B. F., Savelieva K. P., Vasyanov G. P., Shabalin V. V.</i> Kaolinized bauxites among fire-clays of the Troitsk-Bainovsky deposit on the Urals	40
<i>Patyk-Kara N. G., Armand N. N.</i> Some predicting peculiarities of morphogenetic types of buried tin placers in accumulation plains	55
<i>Ozol A. A., Vlasov V. V., Kovyazin A. N., Kolevatov B. D., Korshunov N. A., Mukhutdinova M. K.</i> Palygorskite-bearing tufogene clays in the Transcaucasia	65
<i>Kraevaya T. S., Lupikina E. G., Kremenetskaya T. N.</i> On volcanogenic late Cenozoic molassas of Kamchatka	74
<i>Karpov G. P.</i> Volcano-terrigenous rocks of the Siberian platform	85
<i>Palivoda N. K., Palivoda A. A.</i> Organogenic-chemogenic ore formation and the role of metamorphism in formation of copper-pyrrhotite Kizil-Dere deposit in Daghestan	95
<i>Vinogradov V. I., Kheraskova T. N., Petrova S. N.</i> On genesis of stratiform barite deposits in siliceous formations of Kazakhstan	112
<i>Azizov A. I., Tikhvinsky I. N.</i> Regularities of distribution and accumulation of sulphate potash salts in the Preduralian-Pricaspian basin	124
<i>Ermakov V. I., Shalya A. A.</i> Genetic peculiarities of Cenomanian-Lower Turonian gas-bearing deposits in the north of Western Siberia	137
<i>Belozertseva N. V., Silichev M. K.</i> On genesis of Upper Permian tilliteshaped rocks of the South-Verkhoyansky synclinorium	152



АКАДЕМИК А. В. СИДОРЕНКО

В конце истекшего года исполнилось 60 лет со дня рождения одного из лидеров советской литологии, председателя Междуведомственного литологического комитета¹, вице-президента и председателя Секции наук о Земле АН СССР академика Александра Васильевича Сидоренко.

А. В. Сидоренко внес значительный вклад в развитие советской литологии; его путь как ученого и организатора начался еще в довоенные годы с исследования минералогии керченских железных руд.

После участия в обороне Сталинграда, лечения полученных при этом тяжелых ранений и кратковременного преподавания в 1-м Ленинградском артиллерийском училище Александр Васильевич был демобилизован и некоторое время работал старшим научным сотрудником Туркменского филиала АН СССР. С 1943 г. А. В. Сидоренко изучал гидротермальные процессы Копетдага и литологию континентальных отложений пустыни Каракум. Эти глубокие исследования затронули проблемы формирования пустынных кор, конкрецееобразования, геохимии бария, кремнезема и железа, возникновения золотых накоплений, геоморфологии и типизации пустынь; они имели очень важное значение для проектирования строительства первой очереди Каракумского канала. В 1952 г. А. В. Сидоренко успешно защитил докторскую диссертацию на тему «К минералогии и геохимии континентальных толщ пустыни Каракум».

В 50-х годах начался новый период в творчестве Александра Васильевича; по предложению Президиума АН СССР он становится заместителем, а с 1952 г. — председателем Президиума Кольского филиала АН СССР.

С этого времени и до 1960 г. А. В. Сидоренко во главе большого коллектива изучает четвертичные отложения Балтийского щита. В результате было доказано, что даже в областях интенсивной ледниковой эрозии могут сохраняться древние доледниковые коры выветривания

¹ На посту председателя Междуведомственного литологического комитета А. В. Сидоренко находился с февраля 1966 по февраль 1978 г.

и связанные с ними россыпи разнообразных осадочных полезных ископаемых. В процессе этой работы особое внимание геологов впервые привлекли древние коры выветривания, приуроченные к отложениям докембрия.

Успешно проведенные исследования в пределах советской части Фенно-Скандии обратили на себя внимание геологической общественности; в 1952 г. А. В. Сидоренко был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1966 г. за этот цикл работ ему была присуждена Ленинская премия.

С 1960 г. А. В. Сидоренко приступает к изучению древнейших геологических комплексов Земли.

До выхода в свет многочисленных работ А. В. Сидоренко и его сотрудников (Св. А. Сидоренко, О. И. Луневой, В. А. Тенякова, О. М. Розена, Г. Б. Гиммельфарба и др.) было принято считать, что в процессах регионального метаморфизма и особенно на его высоких ступенях все характерные признаки осадочных пород полностью утрачиваются вследствие перекристаллизации, метаморфической диффузии и метасоматоза. Александру Васильевичу и его школе в ряде работ удалось показать, что такое мнение ошибочно; в действительности метаморфические породы осадочного происхождения сохраняют такие важнейшие признаки своего первоначального генезиса, как слоистость, знаки ряби, структура, форма и размеры обломков, а во многих случаях — исходный минеральный и химический состав и т. д.

Изучение этих первично-осадочных особенностей в метаморфических толщах дает возможность расшифровать дометаморфический этап древнего осадкообразования и восстановить ту палеогеографическую обстановку, в которой происходило образование осадков. Таким образом, был намечен новый методологический подход к исследованию чрезвычайно важного звена геологии — докембрийских осадочных толщ, представляющих почти $1/8$ истории нашей планеты и заключающих в себе огромные запасы ряда полезных ископаемых, таких, как железо, титан, золото и др.

Позднее в работах А. В. Сидоренко и др. путем исключения вторичного влияния метаморфизма на конкретных примерах было показано, что среди первичных пород докембрия практически имеются все типы осадочных образований, характерных для фанерозоя: коры выветривания, разнообразные терригенные породы, глины, железные руды, бокситы, фосфориты, карбонатные, углеродсодержащие и галогенные породы.

В результате А. В. Сидоренко сформулировал основополагающее утверждение о плавном эволюционном изменении всех геологических процессов на протяжении истории Земли, об отсутствии качественного перелома в их развитии на границе кембрия и докембрия. Согласно представлениям А. В. Сидоренко, «седиментогенез докембрия и постдокембрия сходен в своей основе как единое целое, находящееся на разных стадиях непрерывного эволюционного развития» (Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, стр. 167).

Особое место в творчестве академика А. В. Сидоренко в это время занимает проблема природы органического вещества, заключенного в древнейших толщах докембрия. В серии работ, выполненных совместно со Св. А. Сидоренко, Александр Васильевич установил основные закономерности распределения и формы нахождения углеродистого вещества в докембрийских первично-осадочных породах самого различного возраста и местонахождения и пришел к выводу об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ; последние оказались способными поставлять в вышележащие осадочные отложения по разломам значительные массы нефтяных углеводородов.

Ряд чрезвычайно плодотворных гипотез был высказан академиком А. В. Сидоренко в отношении роли процессов выветривания и денудации в геологической истории докембрия, о значении и распространении карбонатных пород в дорифейских толщах, об изохимических гомологиях осадочных пород в докембрии, о значении конгломератов в качестве индикаторов древних осадочных явлений, о признаках пара-ортоамфиболитов, пара- и ортогранитоидов, о выделении огромных масс углекислоты при метаморфизме глинисто-карбонатных образований («углекислое дыхание» земной коры). *С.П.М.*

Работы Александра Васильевича удивительно многогранны; в них рассматриваются самые различные аспекты той сложной геохимической и геологической модели Земли, которая на протяжении веков складывалась в сознании многих поколений геологов. Их отличает комплексное использование разных методов, критический подход к установленным, зачастую необъективным представлениям, смелость и логичность выводов.

Наряду с очень продуктивной научной деятельностью А. В. Сидоренко проводит огромную научно-организационную и партийно-правительственную работу; в период 1962—1975 гг. Александр Васильевич был Министром геологии и охраны недр СССР, в 1966 г. он был избран действительным членом Академии наук СССР, а в 1975 г. А. В. Сидоренко становится вице-президентом Академии наук СССР.

Академик А. В. Сидоренко — почетный доктор Горно-металлургической академии в г. Кракове, почетный член ряда международных обществ. Его работы широко известны за рубежом, где они всегда пользовались большой популярностью.

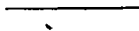
Партия и правительство высоко оценили деятельность А. В. Сидоренко. Он — лауреат Ленинской премии, награжден тремя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, орденом Красной Звезды и медалями.

Александр Васильевич Сидоренко подошел к своему шестидесятилетию в расцвете сил и творческих возможностей.

Межведомственный литологический комитет и редколлегия нашего журнала от души желают Вам, дорогой Александр Васильевич, доброго здоровья и новых успехов!

*Межведомственный
литологический комитет*

Редколлегия



и связанные с ними россыпи разнообразных осадочных полезных ископаемых. В процессе этой работы особое внимание геологов впервые привлекли древние коры выветривания, приуроченные к отложениям докембрия.

Успешно проведенные исследования в пределах советской части Фенно-Скандии обратили на себя внимание геологической общественности; в 1952 г. А. В. Сидоренко был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1966 г. за этот цикл работ ему была присуждена Ленинская премия.

С 1960 г. А. В. Сидоренко приступает к изучению древнейших геологических комплексов Земли.

До выхода в свет многочисленных работ А. В. Сидоренко и его сотрудников (Св. А. Сидоренко, О. И. Луневой, В. А. Тенякова, О. М. Розена, Г. Б. Гиммельфарба и др.) было принято считать, что в процессах регионального метаморфизма и особенно на его высоких ступенях все характерные признаки осадочных пород полностью утрачиваются вследствие перекристаллизации, метаморфической диффузии и метасоматоза. Александру Васильевичу и его школе в ряде работ удалось показать, что такое мнение ошибочно; в действительности метаморфические породы осадочного происхождения сохраняют такие важнейшие признаки своего первоначального генезиса, как слоистость, знаки ряби, структура, форма и размеры обломков, а во многих случаях — исходный минеральный и химический состав и т. д.

Изучение этих первично-осадочных особенностей в метаморфических толщах дает возможность расшифровать дометаморфический этап древнего осадкообразования и восстановить ту палеогеографическую обстановку, в которой происходило образование осадков. Таким образом, был намечен новый методологический подход к исследованию чрезвычайно важного звена геологии — докембрийских осадочных толщ, представляющих почти $\frac{1}{8}$ истории нашей планеты и заключающих в себе огромные запасы ряда полезных ископаемых, таких, как железо, титан, золото и др.

Позднее в работах А. В. Сидоренко и др. путем исключения вторичного влияния метаморфизма на конкретных примерах было показано, что среди первичных пород докембрия практически имеются все типы осадочных образований, характерных для фанерозоя: коры выветривания, разнообразные терригенные породы, глины, железные руды, бокситы, фосфориты, карбонатные, углеродсодержащие и галогенные породы.

В результате А. В. Сидоренко сформулировал основополагающее утверждение о плавном эволюционном изменении всех геологических процессов на протяжении истории Земли, об отсутствии качественного перелома в их развитии на границе кембрия и докембрия. Согласно представлениям А. В. Сидоренко, «седиментогенез докембрия и постдокембрия сходен в своей основе как единое целое, находящееся на разных стадиях непрерывного эволюционного развития» (Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, стр. 167).

Особое место в творчестве академика А. В. Сидоренко в это время занимает проблема природы органического вещества, заключенного в древнейших толщах докембрия. В серии работ, выполненных совместно со Св. А. Сидоренко, Александр Васильевич установил основные закономерности распределения и формы нахождения углеродистого вещества в докембрийских первично-осадочных породах самого различного возраста и местонахождения и пришел к выводу об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ; последние оказались способными поставлять в вышележащие осадочные отложения по разломам значительные массы нефтяных углеводородов.

Ряд чрезвычайно плодотворных гипотез был высказан академиком А. В. Сидоренко в отношении роли процессов выветривания и денудации в геологической истории докембрия, о значении и распространении карбонатных пород в дорифейских толщах, об изохимических гомологах осадочных пород в докембрии, о значении конгломератов в качестве индикаторов древних осадочных явлений, о признаках пара- и ортоамфиболитов, пара- и ортогранитоидов, о выделении огромных масс углекислоты при метаморфизме глинисто-карбонатных образований («углекислое дыхание» земной коры). *Сид*

Работы Александра Васильевича удивительно многогранны; в них рассматриваются самые различные аспекты той сложной геохимической и геологической модели Земли, которая на протяжении веков складывалась в сознании многих поколений геологов. Их отличает комплексное использование разных методов, критический подход к установившимся, зачастую необъективным представлениям, смелость и логичность выводов.

Наряду с очень продуктивной научной деятельностью А. В. Сидоренко проводит огромную научно-организационную и партийно-правительственную работу; в период 1962—1975 гг. Александр Васильевич был Министром геологии и охраны недр СССР, в 1966 г. он был избран действительным членом Академии наук СССР, а в 1975 г. А. В. Сидоренко становится вице-президентом Академии наук СССР.

Академик А. В. Сидоренко — почетный доктор Горно-металлургической академии в г. Кракове, почетный член ряда международных обществ. Его работы широко известны за рубежом, где они всегда пользовались большой популярностью.

Партия и правительство высоко оценили деятельность А. В. Сидоренко. Он — лауреат Ленинской премии, награжден тремя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, орденом Красной Звезды и медалями.

Александр Васильевич Сидоренко подошел к своему шестидесятилетию в расцвете сил и творческих возможностей.

Межведомственный литологический комитет и редколлегия нашего журнала от души желают Вам, дорогой Александр Васильевич, доброго здоровья и новых успехов!

*Межведомственный
литологический комитет*

Редколлегия

УДК 551.311.231 : 552.321.5 (477)

О КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГАББРОИДОВ ВОЛЫНИ И СОДЕРЖАЩЕМСЯ В НИХ ИЛЬМЕНИТЕ

**Ю. А. ПОЛКАНОВ, В. С. ТАРАСЕНКО, Л. Ф. БОРИСЕНКО,
Д. Д. БОЙКО, Г. П. ПРОСКУРИН**

Показано, что при образовании кор на габброидах Волыни происходил активный вынос большинства элементов из всех трех зон. Наиболее подвижными были щелочи и щелочноземельные элементы, а наиболее устойчивыми — титан и алюминий. В процессе формирования каолиновой коры выветривания ильменит испытал существенные изменения физических свойств и химического состава. Степень изменения ильменита зависела от ряда факторов: 1) формы и размеров его зерен; 2) кристаллохимических особенностей его выделений; 3) минерального и химического состава субстрата; 4) активности химического выветривания.

На северо-западе Украинского кристаллического щита в пределах Коростенского плутона (Волынь) находится несколько массивов основных пород габбро-анортозитовой формации с развитой мезозойской корой выветривания, характеризующейся повышенной титаносодержимостью. Порода плутона и кора их выветривания изучались рядом геологов (Соболев, 1947; Полканов, 1948; Бучинская, 1967; Бухарев, 1969; Басс и др., 1975; Додатко и др., 1975). Однако исследование остаточных и коренных проявлений ильменита в связи с проведением в последнее время геологоразведочных работ выдвинуло необходимость решения некоторых новых задач и в первую очередь — выяснение особенностей распределения и изменения ильменита в коре выветривания.

Основные породы Коростенского плутона представлены анортозитами, габбро-монцонитами, габбро-перидотитами и троктолитами. Сформировавшаяся на них кора выветривания имеет ряд общих черт, главная из которых — четко выраженная зональность. В I зоне коры исходная порода (субстрат) выщелочена, трещиновата, а в верхней части — дресвяниста. Среди начальных продуктов выветривания установлены мелкочешуйчатые агрегаты Fe—Al-монтмориллонита, гидрохлорита, гидрослюда в ассоциации с гидроокислами железа. II зона коры представлена желто- или зеленовато-бурыми монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовыми глинистыми породами с хорошо сохранившейся реликтовой структурой габброидов. III зона коры, венчающая профиль выветривания, сложена существенно каолининовыми породами — белыми, светло-серыми, голубовато-серыми, местами желтыми, красно-бурыми, ярко-красными за счет обохривания гидроокислами железа. Мощность коры выветривания обычно колеблется от нескольких метров до 15—20 м; в линейных зонах повышенной трещиноватости мощность достигает более 100 м.

При общей каолининовой специализации строения коры выветривания габброидов Волыни наблюдаются некоторые различия, обусловленные неодинаковым минеральным и химическим составом интрузивных

пород, их физико-механической неоднородностью, а также структурно-текстурными и другими особенностями. В коре анортозитов и габбро-анортозитов каолининовая направленность выветривания выражена сильнее, чем в коре меланократовых габброидов. В элювии троктолитов и габбро-перидотитов ведущая роль принадлежит монтмориллонит-нотронитовым продуктам выветривания.

Основное количество титана в габброидах и их коре выветривания содержится в составе ильменита. С ним связано 75—95% всей TiO_2 , содержащейся в породах. Подчиненную роль играет титаномagnetит, на долю которого приходится до 2% TiO_2 . Незначительная часть титана рассеяна в породообразующих минералах. Характерно, что в разнотипных породах субстрата содержание ильменита неодинаково. Имеются также некоторые различия в крупности, морфологии и особенностях локализации его зерен. В анортозитах и габбро-анортозитах количество ильменита не превышает 3%, в габбро — до 5—6%, а в троктолитах и габбро-перидотитах достигает 10—15%. Таким образом, выявляется общая тенденция увеличения содержания ильменита (и титаномagnetита) в исследованных породах по мере повышения их основности.

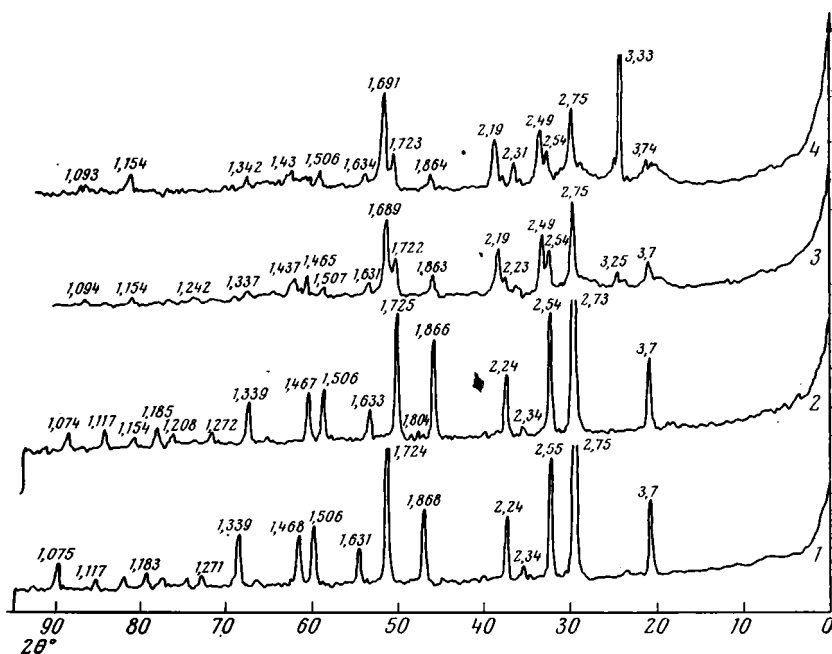
Во всех типах пород преобладают индивидуализированные зерна или агрегатные скопления ильменита размером от нескольких долей миллиметра до нескольких десятков миллиметров. Однако форма отдельных зерен ильменита в разных породах неодинакова. В анортозитах и габбро-анортозитах ильменит образует крупные ксеноморфные заметно вытянутые зерна (1,5—2,0 см), обычно расположенные в интерстициях силикатов. В габбро наряду с неправильными зернами ильменит образует таблитчатые или ромбоэдрические кристаллы (0,01—2 мм). В мелкозернистом габбро встречаются ильменит-пироксеновые срастания с характерной аллотриоморфной микроструктурой. В крупнозернистом габбро ильменит образует самостоятельные таблитчатые или неправильной формы зерна (до 2—5 мм), зачастую с правильными кристаллографическими очертаниями. Он тесно ассоциирует с темноцветными минералами, особенно в меланократовых разностях породы. В габбро-перидотитах ильменит представлен таблитчатыми кристаллами и ксеноморфными зернами в интерстициях оливина и пироксенов.

Подчиненное значение во всех исследованных породах имеет ильменит, образующий мирмекитовые срастания с пироксенами и плагиоклазами. Наблюдается также тонкая вкрапленность или упорядоченные микроскопические включения ильменита в породообразующих минералах (тип структур распада твердого раствора). По локализации и морфологическим особенностям эти разновидности ильменита существенно не отличаются в различных породах. Его мельчайшие, пластинчатые и игольчатые включения ориентированы по спайности кристаллов пироксена и плагиоклаза. Тонкой эмульсионной вкрапленности ильменита (размером тысячные — сотые доли миллиметра) больше в темноцветных породообразующих минералах, чем в плагиоклазах. В связи с этим относительная доля неизвлекаемого в ильменитовый концентрат тонкодисперсного ильменита больше в меланократовых, чем в лейкократовых породах.

В процессе выветривания химический состав и физические свойства ильменита постепенно изменяются. В I зоне коры изменения заключаются в незначительной дезинтеграции ильменитовых обособлений. Механическая связь между зернами и частями зерен ильменита ослабевает, хотя форма его выделений не нарушается. Во II зоне дезинтеграция усиливается в связи с каолинизацией породообразующих минералов. Трещиноватость зерен ильменита увеличивается. Некоторые, особенно крупные его зерна, распадаются на отдельные фрагменты. Пространство между ними заполняется глинистыми новообразованиями, гидроокислами железа, сидеритом. В III зоне коры контуры агре-

гатных скоплений ильменита постепенно изменяются вплоть до полного исчезновения их первичной формы. При выветривании силикатов высвобождается тонкодисперсный ильменит, образующий иногда рудную сыпь на фоне светлого каолинового элювия.

Начало изменения ильменита сопровождается появлением в его кристаллах точек и пятен лейкоксенизации. Активно изменяются выступающие участки его зерен. Изменение начинается по ослабленным



Фиг. 1. Дифрактограммы ильменита: эталонная (1); из первой (2), второй (3) и третьей (4) зон коры выветривания габброидов Волыни

участкам. В толстотаблитчатых и ромбоэдрических кристаллах ильменита это трещинки «спайности» по ромбоэдру (1011). В дальнейшем между разрастающимися зонами лейкоксенизации в зерне ильменита появляются многочисленные микротрещины, по которым также происходит изменение минерала. Возникают сложные структуры замещения. Поверхность зерен покрывается сначала тонкой, а затем постепенно утолщающейся «рубашкой» измененного ильменита. На заключительной стадии изменения участки лейкоксенизации сливаются, и ильменитовая фаза практически полностью исчезает.

Ильменит начальной стадии изменения отличается от свежего минерала ослаблением анизотропии. Сильно лейкоксенизированный минерал вообще изотропен. С увеличением степени изменения розовые оттенки ильменита исчезают, отражательная способность увеличивается. Показатели отражения неизменного ильменита в видимой области спектра составляют 15—19%, тогда как у сильно измененных его разностей — 25—30%. Внутренние рефлексy яркие, желтые, красно-бурые и коричневые. Окраска ильменита постепенно изменяется от черной (неизмененный или слабо измененный) до коричневой, светло-коричневой, светло-желтой. Блеск измененного ильменита металловидный до тусклого, редко металлический. Поверхность — от гладкой, блестящей до шероховатой, иногда микрокавернозной. Излом неровный, микрозернистый, изредка раковистый. Плотность у наиболее измененных разностей

снижается до 3,7—3,8 г/см³. Твердость, определенная микровдавливанием, составляет 480—740 кг/мм² (4,5—6,5 по шкале Мооса).

Рентгенограммы ильменита из коренных габброидов существенно не отличаются между собой и от стандартных рентгенограмм. Характерны отражения, отвечающие межплоскостным расстояниям 3,7, 2,74, 2,53, 2,23, 1,72, 1,50, 1,48, 1,34 Å. На дифрактограммах ильменита, отобранного по разрезу коры выветривания, дифракционная картина постепенно меняется (фиг. 1). У измененных разностей ильменита появляются линии рутила (3,24, 2,8, 1,69 Å). Их интенсивность постепенно возрастает, а количество и интенсивность линий ильменита убывают. На электронных снимках поверхностей скола видны таблитчатые зерна рутила, развившиеся по плоскости спайности измененного ильменита (фиг. 2). Их распространение по всему объему измененного ильменита фиксируется наличием рефлексов обоих минералов на полученных рентгенограммах.

Химический анализ ильменита отражает основные тенденции изменения его состава в процессе корообразования (табл. 1). В ильмените верхних горизонтов коры увеличивается содержание TiO₂, возрастает роль Fe₂O₃, и уменьшается содержание FeO. Имеется определенная зависимость между содержанием основных и некоторых второстепенных компонентов. Так, увеличению содержания TiO₂ в измененном ильмените сопутствует повышение содержания воды и фосфора. В измененном ильмените, как правило, увеличивается концентрация скандия (Борисенко и др., 1972).

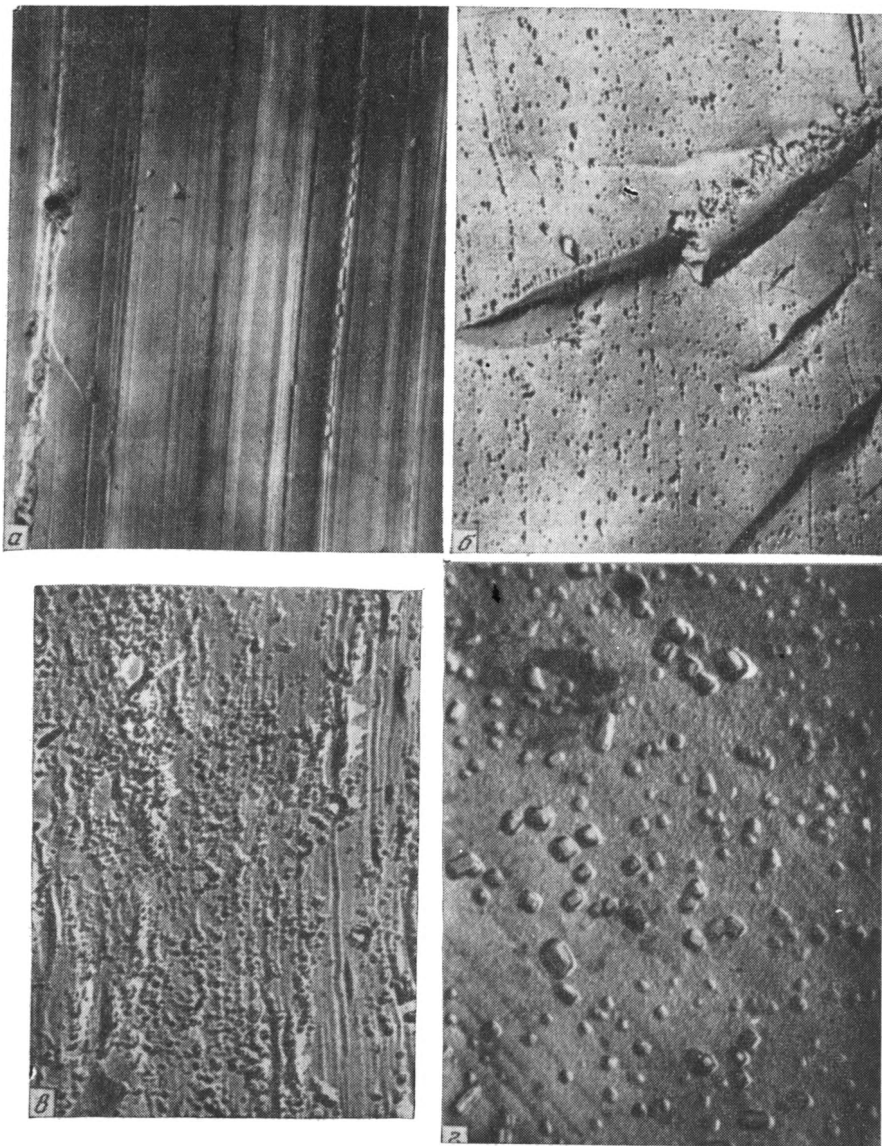
Результаты исследования показали, что во всех типах пород измененность ильменита нарастает по разрезу коры выветривания снизу вверх, от дресвы к первичным каолинам. О характере изменения можно судить по показателю количественной оценки степени измененности ильменита (Кашкаров, Полканов, 1976):

$$C_{изм} = 100 - \frac{1,114\alpha}{\beta} \cdot 100\%,$$

где α — содержание FeO в %; β — содержание TiO₂ в вес.%. Наиболее изменен ильменит III зоны коры выветривания габбро-анортозитов ($C_{изм}=53-68\%$) и габбро-монцититов ($C_{изм}=54\%$). В коре выветривания троктолитов степень изменения ильменита меньше и составляет 24%.

В целом постепенное изменение ильменита в коре выветривания сводится к его лейкоксенизации с образованием рентгеноаморфной окиси железа и вторичного рутила. Чем больше степень изменения ильменита, тем большую роль играет рутиловая фаза. Особенно сильно рутилизация ильменита проявляется в россыпях (Кашкаров, Полканов, 1976).

Факторы, определившие изменение ильменита в коре выветривания, можно условно разделить на внутренние и внешние. К внутренним факторам относятся кристаллохимические особенности этого минерала, морфология и размер его зерен. Как отмечалось, ильменит в габброидах Вольни неоднороден по своим размерам и форме. Наиболее подвержены изменению мелкие его зерна (дисперсные включения в силикатах). В крупных зернах ильменита лейкоксенизация обычно начинается с участков с повышенной дефектностью кристаллической решетки минерала (скульптурные грани, ребра, плоскости спайности). Дефектность решетки зависит от неоднородности состава, вызванной содержащимися примесями, продуктами распада твердого раствора и т. д. Скелетные и ксеноморфные кристаллы ильменита обычно изменяются интенсивнее изометричных, толстотаблитчатых и ромбоэдрических зерен. В ксеноморфном ильмените габбро-анортозитов несколько



Фиг. 2. Поверхность скола ильменита под электронным микроскопом: А — неизмененный ильменит ($\times 5000$); Б — ильменит начальной стадии изменения ($\times 5000$); В и Г — измененный ильменит ($\times 5000$ и $10\,000$ соответственно)

повышено содержание гематитовой и рутиловой фаз по сравнению с ильменитом габбро, троктолитов и перидотитов (Кудинова, 1976). Эта особенность, по-видимому, сказалась на дефектности кристаллической решетки ильменита, что содействовало активному изменению минерала в зоне выветривания.

Внешние факторы, влияющие на степень изменения ильменита, обусловлены геологическими причинами, способствующими формированию мощного профиля коры выветривания: минеральным и химическим составом субстрата, а также динамикой процесса выветривания и изменением физико-химических условий на стадиях син- и эпигенеза.

При выветривании габброидов происходило активное изменение их химического состава. Сравнение результатов химического анализа по-

Средний химический состав и степень изменения ильменита из коры выветривания габброидов Волыни, вес. %

Компонент, степень измененности ($C_{изм}$)	Зоны коры выветривания		
	I	II	III
Кора выветривания габбро-монцонитов Володарско-Волынского массива			
TiO ₂	49,9	52,4	54,3
FeO	36,6	30,4	22,0
Fe ₂ O ₃	8,9	13,6	20,3
$C_{изм}$	17,0	34,0	54,0
Кора выветривания габбро Володарско-Волынского массива			
TiO ₂	50,4	51,5	54,3
FeO	36,9	33,8	23,1
Fe ₂ O ₃	8,3	10,7	18,4
$C_{изм}$	18,5	27,0	52,0
Кора выветривания троктолитов Чеповичского массива			
TiO ₂	49,6	—	51,5
FeO	37,5	—	35,5
Fe ₂ O ₃	9,7	—	12,5
$C_{изм}$	16,0	—	24,0
Кора выветривания габбро-анортзитов Володарско-Волынского массива (юго-восточная часть)			
TiO ₂	52,20	—	57,00
FeO	31,38	—	16,56
Fe ₂ O ₃	12,27	—	21,81
$C_{изм}$	33,00	—	68,00
Кора выветривания габбро-анортзитов Володарско-Волынского массива (северо-западная часть)			
TiO ₂	50,77	52,03	55,03
FeO	38,20	35,20	23,70
Fe ₂ O ₃	8,32	9,73	16,20
$C_{изм}$	17,00	5,00	53,00

род из разных зон коры выветривания указывает на то, что в процессе их изменения значительно уменьшались содержания щелочей и щелочных земель, кремнезема, закисное железо переходило в окисное, возрастало содержание гидроксильной и гигроскопической воды (табл. 2—4). Точнее характер поведения химических элементов при образовании коры выветривания можно определить, используя количественную оценку их миграционной активности. Одним из способов оценки подвижности химических элементов является изоволюметрический или метод абсолютных масс (Страхов, 1954; Михайлов, 1958; Лисицына, 1966), основанный на расчете количества химического элемента в $мг/см^3$ породы. Абсолютная масса вещества определяется по формуле: $N = \frac{A\gamma}{100}$,

где N — количество элемента в $мг/см^3$, A — содержание элемента в весовых процентах, γ — объемный вес породы.

Абсолютные содержания химических элементов в коре выветривания габброидов Волыни свидетельствуют об активном выносе большинства химических элементов в процессе выветривания. При формировании коры выветривания *габбро-анортзитов* в зоне I было вынесено 352 мг/см^3 вещества, или 50% всего выноса в элювии. Вынос марганца составил 63% от исходного содержания, магния — 56, натрия — 55, железа — 41%. Отмечается незначительное накопление титана, калия, фосфора (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав пород (вес. %) и распределение химических элементов в коре выветривания габбро-анортозитов Володарско-Волынского массива

Зоны коры	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	CO ₂	H ₂ O ⁻	Сумма
III	24,5	1,36	51,52	1,56	26,09	2,10	2,08	0,01	1,48	0,68	0,54	1,34	0,39	0,67	11,03	1,06	1,38	100,31
II	26,0	1,50	51,47	1,48	26,34	3,32	1,94	0,02	3,52	1,17	1,53	1,64	0,51	0,32	4,68	0,85	1,26	100,05
I	36,0	1,95	50,63	1,17	24,97	3,96	1,37	0,04	5,53	1,06	2,22	1,54	0,35	0,08	5,33	0,91	0,86	99,49
0	42,5	2,65	50,13	0,80	23,24	0,72	5,48	0,08	5,00	1,76	3,67	1,13	0,22	0,20	8,12	5,11	0,08	100,63

Зоны коры	Объемный вес, г/см ³	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	Сумма, мг/см ³
III	1,36	24,08*	0,93	13,80	3,08	0,007	0,05	0,41	0,40	1,11	0,17	610,85
		327,56	12,71	187,73	42,01	0,10	14,38	5,57	5,44	15,12	0,23	
II	1,50	24,06	0,88	13,93	3,83	0,015	2,51	0,70	1,13	1,36	0,22	730,08
		360,93	13,30	209,04	57,50	0,23	37,73	10,58	17,02	20,42	3,33	
I	1,95	23,66	0,70	13,21	3,84	0,03	3,95	0,64	1,64	1,27	0,15	957,77
		461,55	13,67	257,62	74,82	0,60	77,05	12,46	32,11	24,92	2,97	
0	2,65	23,43	0,48	12,29	4,77	0,06	3,37	1,06	2,72	0,93	0,09	1310,06
		621,04	12,70	325,85	126,48	1,64	94,68	28,13	72,15	24,85	2,54	
K _y **		0,53	1,00	0,58	0,33	0,06	0,15	0,20	0,07	0,66	0,09	

Баланс вещества												
III		-293,48	-0	-138,12	-84,47	-1,54	-80,30	-22,56	-66,71	-9,73	-2,31	-699,22
		47,25	0	42,38	66,78	93,90	84,81	80,19	92,46	39,15	90,94	53,37
II		-260,11	+0,60	-116,81	-68,98	-1,41	-56,95	-17,55	-55,13	-4,43	+0,79	-579,98
		41,88	4,72	35,84	54,53	85,97	60,14	62,38	76,41	17,82	31,10	44,27
I		-159,49	+0,97	-68,23	-51,66	-1,04	-17,63	-15,67	-40,04	+0,07	+0,43	-352,29
		25,68	7,63	20,93	40,84	63,41	18,62	55,70	55,49	0,28	16,92	26,89

* В числителе — содержание химического элемента в вес.%; в знаменателе — абсолютное содержание в мг/см³.** K_y — коэффициент устойчивости химического элемента при выветривании.

В зоне II ведущей тенденцией также является вынос вещества субстрата, хотя интенсивность выноса здесь несколько ослабевает (суммарный вынос составляет 228 мг/см^3 , или 33% всего выноса). Основная доля в балансе выноса приходится на кремний, железо, алюминий, в меньшей степени — на щелочи и щелочные земли. Содержание титана остается примерно на одном уровне, а содержание фосфора увеличивается. В зоне III вынос составляет 119 мг/см^3 , или 17% всего выноса. Удалялись преимущественно кремний, алюминий, железо.

Рассчитанные коэффициенты устойчивости (K_y) химических элементов, представляющие собой соотношение абсолютных содержаний элемента в 1 см выветрелой породы и исходного субстрата (Лисицына, 1966), показали, что в коре выветривания габбро-анортозитов наиболее подвижными элементами оказались Mn, Na, Ca, Mg, а устойчивыми — Al, K, Ti. В целом все элементы, кроме титана, характеризуются высокой миграционной подвижностью. Необычная для калия высокая устойчивость ($K_y=0,66$) обусловлена широким развитием в коре гидрослюды и реликтового калишпата.

Кора выветривания габбро также характеризуется активным выносом большинства химических элементов (табл. 3). Относительно устойчивы в элювии только алюминий, титан, фосфор. В I зоне вынесено 246 мг/см^3 вещества, или 28% выноса, во II зоне — 181 мг/см^3 , или 21%, в III зоне — 443 мг/см^3 , или 51%. Таким образом, наиболее активный вынос вещества в коре выветривания габбро происходил в III зоне.

В коре выветривания троктолитов из зоны I вынесено 411 мг/см^3 вещества, или 48% всего выноса (табл. 4). Особенно подвижны Mg, Na, Mn, K, P, тогда как Ti, Al и Fe более устойчивы. Активность выноса вещества во II и III зонах ослабевает, составляя, соответственно 26,44 и 25,58%. В балансе выноса доля щелочей и щелочных земель заметно убывает, а роль кремния, железа и титана возрастает. В связи с этим породы II и III зон характеризуются относительно высоким содержанием щелочей и щелочных земель, коэффициент устойчивости которых на порядок выше, чем в коре выветривания габбро-анортозитов. Следует отметить относительно высокую подвижность титана ($K_y=0,68$).

Таким образом, при формировании кор выветривания габброидов Волюны большинство химических элементов было достаточно подвижно. Однако их положение в ряду подвижности существенно менялось в зависимости от конкретной геологической обстановки: состава субстрата, фациальных особенностей формирования профиля выветривания, эпигенетических процессов и т. д. Можно выделить две основные группы химических элементов, поведение которых в процессе выветривания было одинаковым: 1) щелочи и щелочноземельные элементы в целом очень подвижны, 2) алюминий и титан наиболее устойчивы.

Как известно, способность к миграции химических элементов определяется свойствами их ионов. Щелочи и щелочные земли обладают большими ионными радиусами и низкой валентностью, слабой поляризуемостью, а следовательно, высокой растворимостью, определяющей их повышенную миграционную способность. Поэтому эти элементы легко переходят в раствор, активно мигрируют и выносятся из элювия. Железо, титан, алюминий являются элементами-гидролизатами. В результате гидролиза их соединений образуются нерастворимые осадки, что определяет одинаковое поведение этих элементов, приводящее к их относительному накоплению в верхних горизонтах коры выветривания.

Характерна тесная связь минерального и химического состава разных частей коры выветривания. Особенности минерального состава того или иного профиля коры находят четкое отражение в строении геохимического профиля. Так, резко выраженная каолинитовая направленность выветривания габбро-анортозитов обусловлена активной мо-

Химический состав пород (вес. %) и распределение химических элементов в коре выветривания габбро Володарско-Волинского массива

Зоны коры	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	CO ₂	H ₂ O-	Сумма
III	26,0	1,50	40,26	7,20	22,80	6,99	4,47	0,09	0,76	0,71	0,15	1,64	1,60	0,05	9,45	0,50	3,46	99,63
II	30,0	2,12	46,57	6,00	16,54	9,31	4,76	0,07	5,47	2,02	3,82	1,68	0,52	Сл.	2,65	0,15	0,46	99,87
I	35,0	2,45	49,79	4,75	16,1	5,46	7,34	0,09	5,82	2,81	3,38	1,62	0,35	0,03	2,24	0,32	0,28	100,06
0	42,5	2,74	48,52	4,12	15,38	4,62	8,83	0,10	7,87	3,75	3,42	2,94	0,95	0,05	0,15	0,10	0,15	100,35

Зоны коры	Объемный вес, $г/см^3$	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	Сумма, $мг/см^3$
III	1,50	$\frac{18,82}{282,32}$	$\frac{4,32}{64,75}$	$\frac{12,06}{180,95}$	$\frac{8,36}{125,47}$	$\frac{0,07}{1,04}$	$\frac{0,54}{8,15}$	$\frac{0,42}{6,42}$	$\frac{0,11}{1,67}$	$\frac{1,36}{20,42}$	$\frac{0,70}{10,47}$	701,66
II	2,12	$\frac{21,77}{461,55}$	$\frac{3,59}{76,25}$	$\frac{8,75}{185,52}$	$\frac{10,22}{216,66}$	$\frac{0,05}{1,15}$	$\frac{3,90}{82,86}$	$\frac{1,22}{25,83}$	$\frac{2,83}{60,08}$	$\frac{1,39}{29,56}$	$\frac{0,22}{4,81}$	1144,27
I	2,45	$\frac{23,28}{570,40}$	$\frac{2,85}{69,76}$	$\frac{8,52}{208,70}$	$\frac{9,53}{233,66}$	$\frac{0,07}{1,70}$	$\frac{4,15}{101,89}$	$\frac{1,69}{41,52}$	$\frac{2,51}{61,44}$	$\frac{1,34}{32,94}$	$\frac{0,15}{3,74}$	1325,75
0	2,74	$\frac{22,68}{621,51}$	$\frac{2,47}{67,67}$	$\frac{8,14}{222,97}$	$\frac{10,11}{227,03}$	$\frac{0,08}{2,12}$	$\frac{5,62}{154,09}$	$\frac{2,26}{61,98}$	$\frac{2,54}{86,77}$	$\frac{2,44}{66,86}$	$\frac{0,41}{11,36}$	1572,36
K_y		0,45	0,95	0,81	0,45	0,49	0,05	0,10	0,02	0,30	0,92	

Баланс вещества

[illegible]

Химический состав пород (вес. %) и распределение химических элементов в коре выветривания габбро Володарско-Волынского массива

Зоны коры	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	CO ₂	H ₂ O-	Сумма
III	26,0	1,50	40,26	7,20	22,80	6,99	4,47	0,09	0,76	0,71	0,15	1,64	1,60	0,05	9,45	0,50	3,46	99,63
II	30,0	2,12	46,57	6,00	16,54	9,31	4,76	0,07	5,47	2,02	3,82	1,68	0,52	Сл.	2,65	0,15	0,46	99,87
I	35,0	2,45	49,79	4,75	16,1	5,46	7,34	0,09	5,82	2,81	3,38	1,62	0,35	0,03	2,24	0,32	0,28	100,06
0	42,5	2,74	48,52	4,12	15,38	4,62	8,83	0,10	7,87	3,75	3,42	2,94	0,95	0,05	0,15	0,10	0,15	100,35

Зоны коры	Объемный вес, г/см³	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	P	Сумма, мг/см³*
III	1,50	<u>18,82</u> 282,32	<u>4,32</u> 64,75	<u>12,06</u> 180,95	<u>8,36</u> 125,47	<u>0,07</u> 1,04	<u>0,54</u> 8,15	<u>0,42</u> 6,42	<u>0,11</u> 1,67	<u>1,36</u> 20,42	<u>0,70</u> 10,47	701,66
II	2,12	<u>21,77</u> 461,55	<u>3,59</u> 76,25	<u>8,75</u> 185,52	<u>10,22</u> 216,66	<u>0,05</u> 1,15	<u>3,90</u> 82,86	<u>1,22</u> 25,83	<u>2,83</u> 60,08	<u>1,39</u> 29,56	<u>0,22</u> 4,81	1144,27
I	2,45	<u>23,28</u> 570,40	<u>2,85</u> 69,76	<u>8,52</u> 208,70	<u>9,53</u> 233,66	<u>0,07</u> 1,70	<u>4,15</u> 101,89	<u>1,69</u> 41,52	<u>2,51</u> 61,44	<u>1,34</u> 32,94	<u>0,15</u> 3,74	1325,75
0	2,74	<u>22,68</u> 621,51	<u>2,47</u> 67,67	<u>8,14</u> 222,97	<u>10,11</u> 227,03	<u>0,08</u> 2,12	<u>5,62</u> 154,09	<u>2,26</u> 61,98	<u>2,54</u> 86,77	<u>2,44</u> 66,86	<u>0,41</u> 11,36	1572,36
K _y		0,45	0,95	0,81	0,45	0,49	0,05	0,10	0,02	0,30	0,92	

Баланс вещества

[illegible]

билизацией и выносом вещества (Mn, Mg, Na, Fe) уже на начальных стадиях выветривания. Кора выветривания калишпатизированных и серицитизированных габброидов характеризуется высокой устойчивостью калия и гидрослюдисто-каолининовым составом продуктов выветривания. Своеобразие геохимического профиля троктолитов, сложенных неустойчивыми при выветривании оливином, пироксеном, серпентином, хлоритом, заключается в существенном выносе щелочей и щелочных земель в I зоне с образованием железистых монтмориллонов и гидроокислов железа. Дальнейшее выветривание пород происходит при высокой активности Si, Fe, Ti, Al.

Из сравнения динамики выноса вещества лейкократовых и меланократовых пород габбро-анортозитовой серии видно, что первым присущ активный вынос практически всех химических элементов в нижних горизонтах коры. Геохимический профиль меланократовых габброидов характеризуется или постепенным нарастанием мобилизации вещества с максимумом выноса в III зоне коры (см. табл. 3), или резко дифференцированным выносом. На начальных стадиях выветривания ведущая роль принадлежит щелочам и щелочным землям, на конечных стадиях — кремнию, железу, алюминию (см. табл. 4).

Железо в коре выветривания габброидов Волыни характеризуется высокой миграционной активностью по всему разрезу. Некоторая его аккумуляция связана с инфильтрационно-метасоматическими и эпигенетическими процессами. В отличие от железа поведение титана в различных геохимических профилях неодинаково. В коре выветривания габбро-анортозитов коэффициент устойчивости близок к единице. Отклонения связаны с неравномерным распределением ильменита в исходной породе. Для троктолитов характерна относительно высокая геохимическая подвижность титана ($K_r=0,68$). Различие геохимической подвижности титана объясняется неодинаковым характером его распределения в лейкократовых и меланократовых породах изученной серии. В габбро-анортозитах основная масса титана связана с ильменитом в виде крупных самостоятельных выделений в межзерновом пространстве порообразующих минералов. В меланократовых породах он концентрируется не только в ильмените, но и в менее устойчивом в зоне гипергенеза титаномagnetите. Кроме того, часть титана рассеяна в железомagneзиальных силикатах. Выделения ильменита в меланократовых габброидах имеют различную крупность (от крупных самостоятельных зерен до очень мелких субмикроскопических включений во всех порообразующих минералах). Все это благоприятствует мобилизации и выносу титана из коры выветривания указанных пород.

В целом абсолютное содержание титана в единице объема коры выветривания габброидов несколько уменьшается по сравнению с содержанием в исходной породе. Однако активный вынос большинства петрогенных элементов при формировании коры выветривания обуславливает относительное накопление ильменита и TiO_2 в пересчете на весовую единицу. Вследствие этого содержание ильменита в килограммах на тонну руды постепенно увеличивается по разрезу коры выветривания снизу вверх. Некоторое количество ильменита в верхних горизонтах накапливается за счет разрушения титаномagnetита (магнетит окисляется и переходит в гематит), а также вследствие каолинизации порообразующих минералов, содержащих тонкую рудную вкрапленность. Если в коренном габбро и дресве эти минералы титана остаются в тонких сростках, то в каолинах они «освобождаются», увеличивая тем самым общее содержание извлекаемого в концентрат рудного материала.

При образовании кор на габброидах Волыни происходил активный вынос большинства элементов из всех трех зон. Наиболее подвижными были щелочи и щелочноземельные элементы, тогда как титан и алюминий были наиболее устойчивыми. Ограниченная подвижность последних приводила к относительному их накоплению (наряду с железом) в верхней части коры выветривания. Различная миграционная активность титана в коре выветривания габброидов разного состава в значительной степени была обусловлена особенностями его распределения и формой нахождения в исходном субстрате.

В процессе формирования каолиновой коры выветривания ильменит испытывал физические и химические изменения. Изменение химического состава происходило в сторону увеличения в минерале содержания TiO_2 и сопровождалось изменением всех физических свойств ильменита: цвета, плотности, отражательной способности, рентгеновских характеристик и т. д. Степень изменения ильменита зависела от многих факторов, главнейшие из них: форма и кристаллохимические особенности его выделений, минеральный и химический состав субстрата, активность химического выветривания и др.

Установленные закономерности распределения и изменения ильменита в габброидах Волыни и их коре выветривания заслуживают внимания при проведении геологоразведочных работ, а также геолого-технологической оценке остаточных месторождений титана.

ЛИТЕРАТУРА

- Басс Ю. Б., Борисенко С. Т., Кондрачук В. Ю., Эльянов М. Д. Древние коры выветривания Украины.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Борисенко Л. Ф., Сотсков Ю. П., Полканов Ю. А. Скандиенность россыпных месторождений ильменита и циркона.— В сб.: Экзогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М., Изд. ИМГРЭ, 1972.
- Бухарев В. П. Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении юго-западной части Коростенского плутона. Автореф. канд. дис., Киев, 1969.
- Бучинская Н. И. Древняя кора выветривания южной части Коростенского плутона. Автореф. канд. дис., Киев, 1967.
- Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. П., Бучинская Н. И., Шалыт Е. С. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. Оценка степени измененности ильменита по его химическому составу.— Докл. АН УССР, сер. Б, 1976, № 1.
- Кудинова Л. А. Окисные железо-титановые минералы габбро-анортозитовой формации Коростенского плутона. Автореф. канд. дис., Киев, 1976.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. Ленингр. ун-та, 1948.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Изд. Львовск. ун-та, 1947.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах.— М., Изд-во АН СССР, 1954.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии
редких элементов АН и МГ СССР,
Москва,
Институт минеральных ресурсов МГ УССР,
Киев,
Житомирская геологическая экспедиция
треста «Киевгеология»,
Житомир

Дата поступления
12.VIII.1977

УДК 551.311.231 : 553.492 (67 + 61)

ПОКРОВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РЕЛЬЕФ ОБЛАСТЕЙ НОВЕЙШЕГО ЛАТЕРИТООБРАЗОВАНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДЕ САХАРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю. П. СЕЛИВЕРСТОВ

Устанавливается многоярусное строение рельефа Западной Африки с присущими ему покровными образованиями, возникшими в течение второй половины мезозоя и особенно в кайнозое. Латеритные бокситы отмечаются в покрове рельефа различных уровней, кроме наиболее молодого — плиоцен-четвертичного. В развитии и особенностях покровных образований отмечается четкая зависимость от геоморфологического положения, заключающаяся в том, что месторождения латеритных бокситов формируются лишь на поверхностях рельефа, возникших в эпоху активизации и занимающих водораздельное или междуречное положение (региональные и водораздельные педилены). Более низкие ступени рельефа (внутренние, окраинные и долинные педилены и реже педименты) обладают другим строением покрова, в котором наблюдаются только обломочные бокситы, возникшие за счет разрушения латеритных. В связи с четкой взаимосвязанностью рельефа выровненных пространств и его покровных образований рекомендуется выделение альтерационно-денудационного, агградационно-денудационного и деградационно-денудационного генезиса поверхностей среди в общем гипергенно-денудационных образований современных и древних тропических областей.

Приэкваториальная часть юго-запада Сахарской платформы, охватывающая территории Гвинеи, Сьерра-Леоне, Гвинеи-Бисау, Либерии, Берега Слоновой Кости, юга Мали, обладает наиболее богатыми запасами латеритных бокситов. Строение рельефа и покровных образований этих площадей весьма сходны с областями новейшего латеритообразования других континентов и являются, таким образом, типичными для всей поверхности Земли.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ГЕОЛОГИИ ПОКРОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В сложных проблемах формирования латеритных покровов с горизонтами бокситов и значения геоморфологических условий в их образовании и сохранении еще много неясного. Часть затруднений связана с различным пониманием некоторых часто употребляемых терминов, на что приходится обращать внимание в первую очередь. Не вдаваясь в историю вопроса и обсуждение терминологии, что частично нашло отражение в других работах (Бушинский, 1971, 1975; Броневой и др., 1970; Геологический словарь, 1973; Селиверстов, 1967, 1973⁶; Тимофеева, 1974), отметим определения главнейших понятий, которые сложились на протяжении многолетних исследований тропических стран.

Боваль — плоская, как правило, резко очерченная возвышенность («столовая гора», «плато»), покрытая каменистыми разностями латеритного покрова, обычно почти лишенная почв, сухая, с травянистой (в дож-

дливый сезон) и редкой древесной (круглый год) растительностью. В геологической практике в понятие «боваль» часто включают и ее латеритный покров. Рельеф с широким развитием бовалей называют бовализированным.

Глясис (гласис) — эрозионно-денудационная слабонаклонная выровненная поверхность, обычно между подножиями возвышенностей рельефа и склонов долин и террасовыми комплексами рек, озер, океана; разновидность формирующихся педиленов. Различают глясисы на рыхлых и плотных породах. Для последних употребительнее понятие — «педимент».

Кираса — плотное каменистое поверхностное образование, обычно состоящее из гиббсит-гетит-гематитовых обломков латеритов, конкреций и пизолитов, реже литомаржа и материнских пород, сцементированных таким же материалом, что и латерит, часто более железистым.

Возникает в процессе разрушения и частичного перемещения латеритов и литомаржа в областях новейшего латеритообразования. В зависимости от характера создающих их процессов и положения в рельефе кирасы подразделяются на бовальные цементационно-обломочные, шлейфовые обломочно-цементационные и равнинные преимущественно инфильтрационные.

Образование кирасы — процесс частичного разрушения и растворения верхних горизонтов латеритного покрова, сопровождающийся возникновением псевдобрекчий растворения и осадочных шлейфовых брекчий-кирас. Обычно сопровождается увеличением содержания железа. При его перемещении и осадчении происходит кирасирование рыхлых образований различного генезиса и формирование кирасированных (чаще всего ожелезненных) песков, песчаников, галечников, конгломератов и т. п., как правило, с характерными новообразованиями в виде конкреций пизолитов и оолитов. Покрытие различных поверхностей рельефа кирасами в иностранной литературе определяется термином «кираситизация», а возникший рельеф часто называется кираситизированным.

Латерит — только остаточное образование верхней зоны латеритной коры выветривания, чаще всего плотное и сохраняющее реликтовую структуру материнских пород.

Педимент — денудационная, в разной степени наклонная выровненная поверхность, обычно на твердых породах у подножия склона или уступа, возникшая за счет его отступления. Начальная стадия формирования педилены — в устойчивых к выветриванию горных породах. Сходные образования эрозионно-денудационного генезиса в относительно рыхлых породах часто называют глясис.

Латеритообразование — процесс создания коры выветривания с латеритным горизонтом. Характерен для начальных этапов эпох активизации тектонических движений и оживления покрово- и рельефообразующих процессов в условиях тропического климата и специфической тектоно-геоморфологической обстановки. Это частный случай корообразования и бокситообразования. При латеритообразовании в благоприятных случаях происходит формирование элювиальных (остаточных) бокситов.

Латеритный покров — субэвральный полипородный и полифациальный продукт выветривания горных пород в условиях жарких и влажных тропических областей, включающий литомарж, латерит и кирасы. Часть гипергенного покрова.

Покровные образования — совокупность геологических образований, одновременно возникающих на земной поверхности под воздействием различных экзогенных процессов в разной фациальной обстановке. Включает коры выветривания, продукты их перемещения, почвы, рыхлые и полусцементированные отложения рек, озер, временных потоков, плоскостного смыва и т. п., которые почти сплошной мантией покрывают неровности коренных пород тропических областей и образуют поверх-

ность их рельефа. Равноупотребительные синонимы — поверхностный покров и поверхностные или покровные образования. Последние термины широко применяются в иностранной литературе (*formations superficielles, superficial formation*).

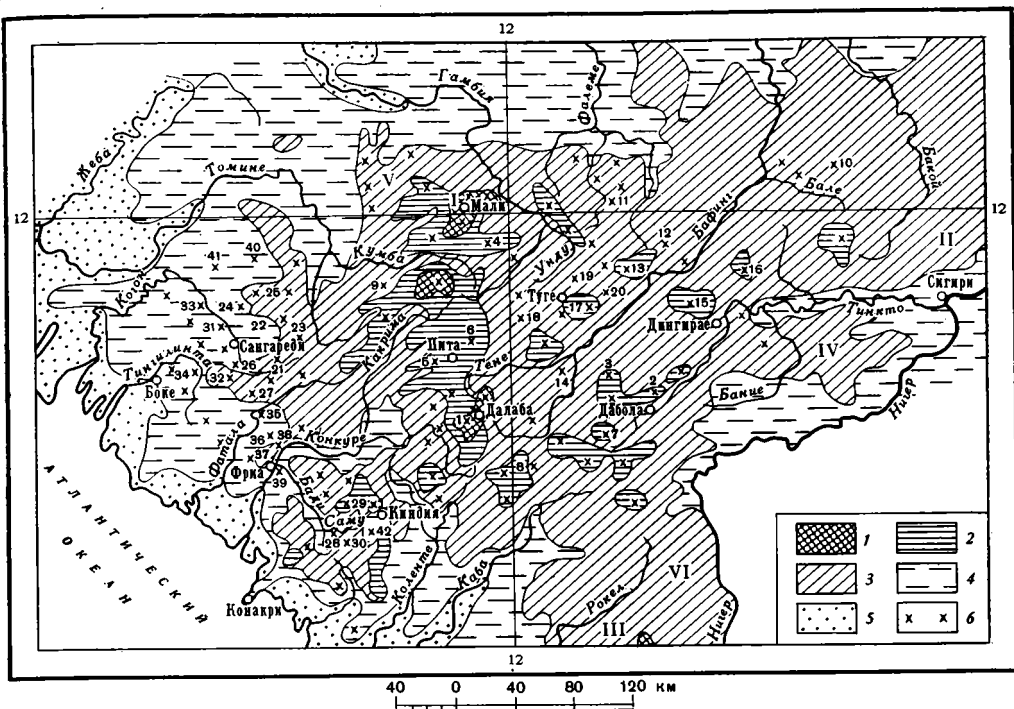
ОСОБЕННОСТИ ПОКРОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И РЕЛЬЕФА ЮГО-ЗАПАДА САХАРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Юго-запад Сахарской платформы в Африке наиболее богат месторождениями латеритных бокситов. Бокситы известны здесь на различных абсолютных высотах, обычно среди выровненного рельефа с относительными превышениями в десятки и сотни метров, на разных тектонических структурах, сложенных различными породами — осадочными, метаморфическими и реже интрузивными. Среди крупных форм рельефа с бокситами выделяются: плоскогорье Фута-Джаллон, сменяемое на юго-востоке Гвинейской возвышенностью, а на северо-востоке — платообразными горами Мандинг; массив гор Сула и Ломе южнее Фута-Джаллона; массив горы Нимба; горы Друполье, Ман и хребет Симанду на востоке Гвинейской возвышенности; ступенчатые денудационные равнины Верхненигерского (Сигиринского) понижения с останцовыми возвышенностями типа цепи Ниан-дан-Бание; денудационные равнины с останцовыми горами и массивами с платообразными вершинами севера Берега Слоновой Кости и запада Верхней Вольты, юго-запада Сьерра-Леоне и Либерии; низменные денудационные равнины приатлантической части и юга Мавритано-Сенегальской периконтинентальной впадины.

Наиболее характерна геоморфология и покровные образования плоскогорья Фута-Джаллон, компактно включающие в себя все специфические черты преобразования земной поверхности, фундамента и чехла активизированной платформы в тропиках. Фута-Джаллон в целом представляет собой систему разновозрастных и разновысотных выровненных денудационных поверхностей с холмистым рельефом, разделенных полосами в различной степени расчлененного рельефа — преимущественно крутых склонов и уступов (фиг. 1). Ступени поверхностей выравнивания и расчленения разного возраста формируют современный облик Фута-Джаллона и располагаются в определенном порядке — чем древнее, тем обычно выше. Аккумулятивные формы рельефа — террасы, шлейфы, равнины речных и озерных разливов и т. п. встречаются в основном вдоль современных и древних долин, вблизи периконтинентальных впадин (юго-восток Мавритано-Сенегальской, Сьерра-Леонская) и внутриконтинентальных понижений (Средний Нигер — Масина и др.), реже у основания обрывистых склонов.

Наиболее отчетливые ярусы выровненного рельефа располагаются на высотах 1300—1500, 900—1200, 600—800, 250—500 м. Каждый из них обычно состоит из нескольких сближенных по высоте уровней. Абсолютные высоты разновозрастных поверхностей от места к месту различные и отражают величину тектонических поднятий и эрозионного расчленения. Надо учитывать и то, что западные и южные окраины Фута-Джаллона расчленяются к уровню Мирового океана, тогда как общий базис денудации внутренних, преимущественно восточных районов (бассейн р. Нигер) располагается на 300—400 м выше. Им является полигенетическая поверхность денудационно-аккумулятивных днищ внутриконтинентальных понижений.

Кроме денудационных уровней иногда отмечаются молодые аккумулятивные (отчасти пластово-денудационные) поверхности на высотах 150—500 м, как правило, вложенные в отмеченную систему денудационного рельефа. Это равнины былой аккумуляции континентальных и морских отложений мелового, палеогенового и частично неогенового возраста. Их приподнятые части расчленены и в них вновь вложен комплекс



Фиг. 1. Карта главнейших ярусов выровненного рельефа и месторождений бокситов латеритного типа плоскогорья Фута-Джаллон

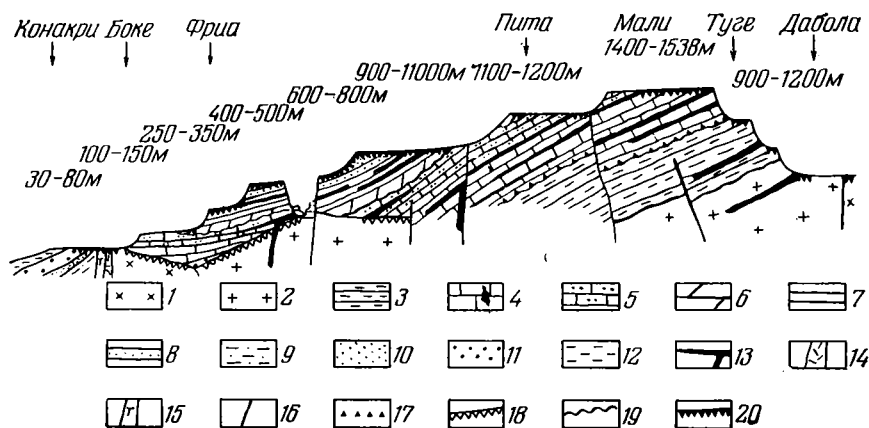
1—4 — поверхности выравнивания: 1 — мезозойские, на высотах 1300—1500 м; 2 — позднемеловые («постгондванские»), на высотах 900—1200 м; 3 — ранне-среднепалеогеновые («африканские»), на высотах 600—800 м (от 400 до 900 м); 4 — миоценовые на высотах 250—500 м; 5 — неоген-четвертичные аккумулятивные и денудационные и денудационно-аккумулятивные (пластовые), на высотах до 150 м; 6 — месторождения латеритных бокситов. Цифрами на карте показаны группы бовалей: 1 — Кавенду-Кала, 2 — Синсери-Урса, 3 — Текулу, 4 — Донгол-Сигон, 5 — Ниогу-Саран, 6 — Бантинил-Банга, 7 — Легетера, 8 — Нобе, 9 — Бугуме-Ботовель, 10 — Балеа, 11 — Ситадина, 12 — Куруса-Лесенкун, 13 — Кунда, 14 — Лабиго, 15 — Ламба-Ялагере, 16 — Сокоболи, 17 — Демуко, 18 — Дире-Понтило, 19 — Гонку-Сибико, 20 — Сумбалако, 21 — Бове, 22 — Бели, 23 — Компета, 24 — Унсире, 25 — Були, 26 — Сантиси, 27 — Манга, 28 — Дебеле, 29 — Ферифу, 30 — Балая, 31 — Диандиан-Синтиуру, 32 — Сампири, 33 — Фити-Дуби, 34 — Дансуба-Гидали, 35 — Содиоре, 36 — Гемессорон, 37 — Кимбо-Фириа, 38 — Богоро, 39 — Сагале, 40 — Венду Леди, 41 — Адам-Ева, 42 — Западно-Киндийская группа. I — горы Тамге, II — горы Мандинг, III — горы Лома, IV — горная цепь Ниандан-Банье, V — цепь Бассари, VI — Гвинейская возвышенность

плиоцен-четвертичных речных террас и связанных с ними отложений морского и иного генезиса (фиг. 2).

Древнейший элемент Фута-Джаллона — массивно-холмистая выровненная поверхность его северной окраины — горы Тамге севернее города Мали. Ее абсолютные высоты 1400—1538 м. Она резко оканчивается к северу почти километровым обрывом. Эта поверхность под небольшими углами сечет пологопадающие пласты позднепротерозойских и ранне-среднепалеозойских пород платформенного чехла, субпластовые интрузии и дайки долеритов. Расчлененность поверхности невелика, относительные превышения в среднем составляют 50—80 м, иногда достигая 130 м; склоны обычно пологие (15—20°). Рельеф представляет собой систему массивных плосковершинных караванов с небольшими уклонами водоразделов (2—5°).

Коренные обнажения малоизмененных пород редки из-за мощного поверхностного покрова, состоящего из субаэральных палевых суглинков и почв, преимущественно бовальной и реже шлейфовой кирасы, латерита и литомаржа. Мощность последнего по осадочным породам почти

вдвое больше, чем по долеритам, и достигает 25—30 м, мощность латеритов во всех почти случаях равна 5—9 м, кирас — до 10 м (Селиверстов, 1973_а). Средняя мощность покровных образований составляет 20—25 м. Мощность покровных суглинков непостоянна — до 8,5 м. Они всегда лежат на кирасах и реже на латерите, несут ожелезнение и покраснение в низах разреза. Отдельные участки поверхности из-за значительного плоскостного смыва фактически лишены покрова, и на них обнажаются почти неветерелые породы, например районы горы Лура (1538 м). С этим уровнем рельефа связано бокситовое месторождение в районе города Мали, приуроченное к латеритам и отчасти к бовальным кирасам



Фиг. 2. Схематический геолого-геоморфологический профиль через плоскогорье Фута-Джаллон

1 — раннепротерозойские кристаллические сланцы и зеленокаменные породы (серия Биррим); 2 — раннепротерозойские гранитоиды; 3 — позднепротерозойские слабометаморфизованные алевролиты, песчаники, кварциты (свиты Сегу, Гадалуке, Каннта и Дира, серии Мадина-Кута, Фодея, Калия, Батапа, Бунду); 4 — кембрийские (?) алевролиты, глинистые сланцы, известняки, яшмы (свиты Валидиала, Мали, Бамбедила); 5 — ордовикские кварцевые песчаники и конгломераты (свиты Мела, Пита); 6 — позднеордовикские песчаники и алевролиты (верхи свиты Пита); 7 — силурийские аргиллиты, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы и граптолитовые (свита Телимеле); 8 — ранне-среднедевонские алевролиты и песчаники (свита Фаро); 9 — поздне меловые морские отложения; 10 — палеоценовые и ранне-среднеэоценовые морские отложения; 11 — позднеэоцен-олигоцен-неогеновые континентальные отложения («конечная континентальная серия»); 12 — позднеплиоцен-четвертичные отложения; 13 — преимущественно мезозойские интрузии основных и ультраосновных пород; 14 — меловые интрузии нефелиновых сиенитов; 15 — позднемезозойские ультраосновные интрузии; 16 — главные разрывные нарушения; 17 — горизонт тиллитов, принимаемый за границу палеозоя и протерозоя; 18 — поверхность главного углового несогласия (эпибирримский или эниэбурнейский пенеплен); 19 — поверхности основных несогласий (угловых и эрозионных), 20 — обнаженные коры выветривания с латеритами

по долеритам, аргиллитам и алевролитам свиты Мали. Оно занимает ряд разрозненных бовалей или, точнее, бовализированных платообразных поверхностей наиболее возвышенной северной части Фута-Джаллона.

Небольшие останцы этой же поверхности с аналогичным покровом находятся западнее и южнее, у города Далаба — бовали Кавенду, Кала, Танкан и др. Рассмотренный уровень рельефа является либо сниженной юрско-меловой гондванской поверхностью, либо меловой постгондванской (Кинг, 1967; Селиверстов, 1965). Во всяком случае это наиболее древний, скорее всего позднемезозойский ярус выровненного рельефа этой части Африканского континента.

Выровненные поверхности на уровне 900—1100 м (до 1200 м) составляют основной и главный ярус рельефа Фута-Джаллона. В районе выходов осадочных позднепротерозойских и палеозойских пород, расслоен-

ных субпластовыми интрузиями основного и изредка ультраосновного состава, эти поверхности носят структурный, а местами структурно-литоморфный характер и отличаются значительной выровненностью и выположенностью. В районах выхода преимущественно гранитоидных пород основания платформы рельеф приобретает большую холмистость и расчлененность. Общий облик его близок к ранее описанному: это система бовализированных плосковершинных массивных и оглаженно-сводовых крупных возвышений с относительными превышениями друг над другом порядка 100—150 м (изредка до 200—220 м), а в пределах отдельных бовалей — не более 60—100 м.

Бовали обычно имеют резко очерченные бровки и окружены уступами, ниже которых отмечаются склоны двух основных типов: сравнительно крутые и ступенчатые — в коренных породах и относительно пологие — в покровных образованиях. Последние состоят из тех же частей (литомарж, латерит, кирасы, суглинки и ассоциирующие с ними толщи), но в общем несколько большей мощности. Так, мощности суглинков иногда превышают 10 м, кирас — до 15, латеритов — до 12, литомаржа — более 30, покровных образований в целом — 50 м. В пределах бовалей часто наблюдается несколько генераций кирас, образующих переслаивания в разрезах или систему разновысотных ступенек с относительными превышениями 3—5 м (иногда до 7—9 м).

С этим ярусом выровненного рельефа и поверхностного покрова связан ряд месторождений латеритных бокситов, сформированных по аргиллитам, алевролитам и реже песчаникам серии Мадина-Кута и свиты Мали, а также по секущим их долеритам. Эти месторождения занимают бовали Синсери, Урса, Текулу, Балаян и др. у города Дабола; группу бовалей Донгол-Сигон, Бандея, Герумама и др. на междуречье Кумба и Гамбия; бовали Саран, Ниогу, Бантиниел, Моби, Банга и др. вблизи города Пита; бовали Симбере, Нобе, Легетера, Тангама и др. на междуречьях истоков Тинкисо, Каба и Бафинг и ряд других. Запасы бокситов части месторождений измеряются сотнями млн. т. (Огороднева, Сазыкин, 1971). Возраст этого яруса рельефа не вполне ясен — либо меловой постгондванский, либо раннесреднепалеогеновый африканский (Кинг, 1967; Селиверстов, 1973_а).

Не менее широко распространены выровненные поверхности более низкого уровня, образующего своеобразную ступень на абсолютных высотах 600—800 и до 900 м. Эта обширная ступень занята плоскохолмистым и плосковершинным рельефом с крупными бовалями, причем по характеру поверхностного покрова это не вторичная молодая расчлененность, а рельеф самой поверхности выравнивания, известной под названием «африканской», которая получила свое окончательное оформление в эоцене.

Наиболее обширны и сохранны поверхности этого уровня на восточных отрогах Фута-Джаллона, где относительные превышения достигают 50 м в пределах отдельных бовалей, а между ними не превышают 150 м. Поверхностный покров практически повсеместен, мощность его не менее 20 м, на крутых склонах он отсутствует. Покровные образования сложены кирасами, латеритом и литомаржем, изредка элювиально-делювиальными, древесно-щебнистыми, песчано-глинистыми скоплениями и почвами. В районе города Туге мощность латеритов достигает 13 м, бовальных и отчасти шлейфовых кирас в пределах водоразделов — до 10 м, а мощность литомаржа часто свыше 30 м. На бовалях к западу от города Дабола мощность литомаржа достигала 50 м, а бовальной кирасы и латерита — 18 м.

Рассмотренный ярус выровненного рельефа и его покрова несет многочисленные бокситовые месторождения. Таковы Балее на междуречье Бафинга и Бакоя; Бокигея и др. в истоках рек Бади, Саму; Ситадина, Кумаси, Афия и др. на междуречье Фалеме и Гамбия; Суру, Куруса,

Лесенкун, Ннамера и др. на междуречье Унду и Бафинга; Булидана, Лабико и Бунду-Али на междуречьях Тене и Бафинга; Бигуме, Ботовель и др. на междуречьях Кумба, Томине и Какрима; Ндире, Бубере, Ламба, Сокоболи и др. в районе города Дингирае.

Восточнее его на этом же уровне расположены месторождения высококачественных бокситов северной ветви горной цепи Ниандан-Банье — Герафине, Таманкая, Теликан-Куру и др., сформированные по раннепротерозойским осадочно-эффузивным зеленокаменным породам, смятым в крутые складки (серия Биррим и ее аналоги). Наиболее известны месторождения в районе города Туге, где выделяются две группы бовалей: западная — Дире, Понтиоло, Демукко, Кокете и др.; и восточная — Гонку, Сибико, Диафоре, Сумбалако, Тианкунгеле и др. Здесь средние мощности разведанных бокситовых тел составляют 8—10 м при их площади на отдельных бовалях от 8 до 24 км². Общие подсчитанные запасы бокситов превышают 1,5 млрд. т (Михайлов, 1969).

К этому же ярусу, но с несколько меньшими абсолютными высотами (400—600 м) из-за расположения на склонах крупного новейшего поднятия, относятся бокситоносные бовали междуречья Томине и Когона (Бове, Ямбакон, Теливи, Були, Бели, Компета и др.), в верховьях р. Саму и у города Кандия (Дебеле, Баландугу, Ферифу, Балая, Кокигея и др.), междуречья Фатала и Когона (Сантиси, Бембу, Манга, Бамбая и др.) и ряд других.

Более молодая поверхность выравнивания (200—500 м) по морфологическому облику и строению поверхностного покрова близка к ранее рассмотренной. Она занимает либо междуречные участки отрогов плоскогорья Фута-Джаллона, либо склоны древних речных бассейнов, вдающихся в более высокие выровненные поверхности. Возраст ее определяется обычно миоценом (Селиверстов, 1973_а). Однако не исключено, что местами это сниженная часть более древней африканской поверхности. Как правило, в этом ярусе рельефа отмечаются два-три сближенных уровня выровненных поверхностей, имеющих также и сходный морфологический облик — превышения до 20—40 м внутри бовалей и до 150 м между ними, уклоны 3—10°, повсеместная бовализация с рядом обрывистых бровок кирас с относительными превышениями 5—8 м, обычно четкие контуры бовалей, часто с различным строением покровных образований.

С этим ярусом выровненного рельефа связан ряд месторождений бокситов, занимающих бовали. Таковы Диандиан, Синтиуру, Сампири и др. на междуречье Тингилинта и Когона; Гемессорон, Содиоре, Гелентиволь, Мадина, Турду и др. на междуречье Фатала и Конкуре; бовали в районе излучины р. Тингилинта к востоку от города Боке, ряд бовалей к северу от него и некоторые другие. Сюда же относятся эксплуатирующиеся бокситовые месторождения района города Фриа: Кимбо, Контаги, Фирия, Тамбики и Кундукуре, с общей годовой добычей порядка 2 млн. т. Пластообразные залежи бокситов приурочены к верхним горизонтам латеритной коры выветривания, типичный разрез которой выглядит так: верхние 7—10 м представлены латеритным бокситом, из которых 5—6 м сверху являются каменистыми, гиббситовыми, железистыми, пористыми бокситами, а ниже 1—2 м менее твердых бокситов, под ними еще 1—2 м глинистых бокситов, местами с сохранившейся реликтовой структурой. Нижние 12—18 м латеритной коры выветривания образованы литомаржем, причем в верхних 5—7 м литомаржа рассеяно значительное количество железистых пизолитов с участками сохранившейся реликтовой структуры материнских пород — аргиллитов и граптолитовых сланцев силурийской свиты Телимеле (Беляев и др., 1974). Иногда на латерите отмечается маломощный горизонт бовальной кирасы. Изредка из разреза выпадает литомарж, и тогда слабо измененные материнские породы непосредственно переходят в латерит (карьер Кимбо).

С миоценовым уровнем в основном денудационного рельефа связан и своеобразный аккумулятивно-денудационный рельеф — «аккумулятивные бовали» (Селиверстов, 1973_a), возникший при аккумуляции и последующем расчленении древних предгорных шлейфов, сложенных в значительной степени обломочными породами делювиального, пролювиально-делювиального и аллювиального (возможно, и озерно-делювиального) генезиса, которые по составу являются бокситами (неогеновые серии Киндия и Сангареди, дающие ряд промышленных месторождений). Наиболее отчетливо это видно вблизи города Киндия, севернее города Фриа и северо-восточнее города Боке.

Сравнительно малое распространение имеет наиболее низкий ярус выровненного рельефа и покрова, у которого на западе и севере Фута-Джаллона отметки 70—150 м. Отличительной чертой является его расположение у подножий возвышенностей или склонов долин, где он носит характер террасовидных ступеней. В приатлантических районах в него вложены четвертичные террасы и глянсы, что позволяет определить его возраст как плиоценовый. Покровные образования состоят преимущественно из глинистых кор выветривания и кирас, которые по мере удаления от областей сноса из шлейфовых становятся равнинными, формирующимися в основном в результате инфильтрации окислов железа и отчасти кремнезема в верхи покрова и образования там различных конкреций. Мощность литомаржа иногда превышает 50 м, равнинной кирасы до 8 м (бассейн р. Томине).

ЗАВИСИМОСТЬ СТРОЕНИЯ ПОКРОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОТ ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Изучение и картирование различных генераций рельефа и отдельных составляющих покровных образований, а также поисковые и разведочные работы на бокситовых месторождениях показали, что рельеф и покров образуют тесно связанную взаимообусловленную систему. Эта зависимость между определенным рельефом и его положением в общем геоморфологическом строении района, с одной стороны, и с особенностями его покровных образований — с другой, отмечается повсеместно. Ее специальное исследование было проведено при детальном работам по изучению района бокситовых месторождений бассейна рек Фатала и Конкуре, где занятые ими бовали Гемессорон, Кофубо, Турду, Содииоре, Генакали, Дучкалур и др. располагаются на абсолютных высотах 160—320 м. В результате было установлено следующее.

Латеритный покров наиболее высокой, обычно водораздельной или междуречной бовализированной поверхности выравнивания состоит из латерита (10—15 м), местами прикрытого элювиально-делювиальной бовальной кирасой брекчиевидного строения (3—5 м), а в других случаях непосредственно выходящего на дневную поверхность. Ниже латеритов наблюдается каолинитовая кора выветривания (литомарж) мощностью 8—15 м, постепенно сменяемая исходными породами. Изредка на долеритах, а иногда и на аргиллитах мощность литомаржа резко сокращается и коренная порода непосредственно переходит в латерит (экстралатерит).

Более низкая, также бовализированная поверхность выравнивания, расположенная в виде ступени обычно на 80—120 м ниже междуречной, имеет иное строение. Здесь заметно возрастает роль кирасы делювиального и пролювиально-делювиального типа мощностью 2—15 м. Кроме брекчиевидной отмечается и конгломератовая кираса. В шлейфовой кирасе наблюдается слабонаклонная субпараллельная слоистость склонового характера с массой тонких линз различного состава, иногда с косой слоистостью типа потока. По мере следования от тыловых швов к бровкам поверхности бовалей отмечается увеличение мощности кирасы, местами из разреза исчезает латерит и кираса непосредственно ложится на

литомарж, уменьшаются размеры обломков и улучшается их окатанность, часто увеличиваются глинистость и железистость.

Наблюдения на гвинейских бовальях показали, что обломки латеритов и кирас получают заметную округлость (окатанность) уже на расстоянии первых сотен метров от источников разрушения и сноса. И это в условиях действия только блуждающих временных потоков поверхностных вод в течение максимум полугодового дождливого сезона на бовализированных поверхностях с общими уклонами 2—3°.

Наиболее низкий уровень поверхности выравнивания, лежащий на 50—70 м ниже предыдущей и образующий как бы пьедестал двух более высоких уровней, обычно имеет сглаженный и уплощенный рельеф. Разрез покрова отличается от ранее рассмотренных разрезов тем, что часто отсутствует латерит и основная часть образована кирасой главным образом шлейфового типа мощностью 12—20 м, изредка до 35 м. Строение кирасы в значительной части конгломерато-брекчиевидное, конгломератовидное и пизолито-гравелитовое, линзовидное; состав преимущественно железистый, реже — глиноземно-железистый. Она ложится на красноватую ожелезненную или серовато-белую каолинитовую кору выветривания мощностью 6—10 м, а местами прямо на коренные породы.

Таким образом, на всех трех ступенях выровненного рельефа рассмотренного яруса отмечается латеритный покров, но на самой высокой междуречной ступени он состоит в основном из латерита и отчасти литомаржа, на средней — из литомаржа, кирас и изредка латерита, а на нижней — исключительно из литомаржа и кирас. Аналогичные зависимости отмечаются и при большем количестве выровненных ступеней, крайние уровни которых имеют резко отличное строение латеритного покрова, а в средних запечатлены его сравнительно постепенные изменения.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОВ

Из рассмотренных пяти основных ярусов рельефа Фута-Джаллона в покровных образованиях четырех наиболее высоких и древних присутствуют латеритные бокситы, а кора выветривания латеритного типа наблюдается почти везде. Таким образом, латеритные бокситы формируются и до настоящего времени сохраняются, во-первых, на денудационных поверхностях разного возраста, но не моложе миоценового; во-вторых, на различных абсолютных высотах и среди разнообразного рельефа; в-третьих, в условиях ступенчатого ландшафта, возникающего в эпоху активизации тектонических движений и устойчивого, хотя, по-видимому, и прерывистого поднятия древней платформы. Ступенчатость рельефа отмечается повсеместно, а масштабность поверхностей, разделяющих их склонов и уступов, количество ступеней и их выраженность изменяются в каждом конкретном случае. В общем виде они определяются принадлежностью рассматриваемой поверхности к тому или иному ярусу рельефа.

Таким образом, латеритные коры выветривания образуются на приподнятых пенепленах, являющихся исходными поверхностями для создания более молодого рельефа эпохи активизации, и на различных педи-пленах, которые возникают в эту эпоху. Практически на всех пенепленах отмечается формирование латеритного покрова. Однако не каждый латерит по своему качеству отвечает бокситу.

Для превращения латеритов коры выветривания в боксит (элювиальный, псевдоморфный, структурный) необходимо, чтобы латериты доплиоценового выровненного рельефа занимали господствующее положение, т. е. являлись водораздельными или междуречными. Нахождение их на водоразделе указывает на образование рельефа и покрова на осевых частях новейших поднятий и между сравнительно крупными водо-

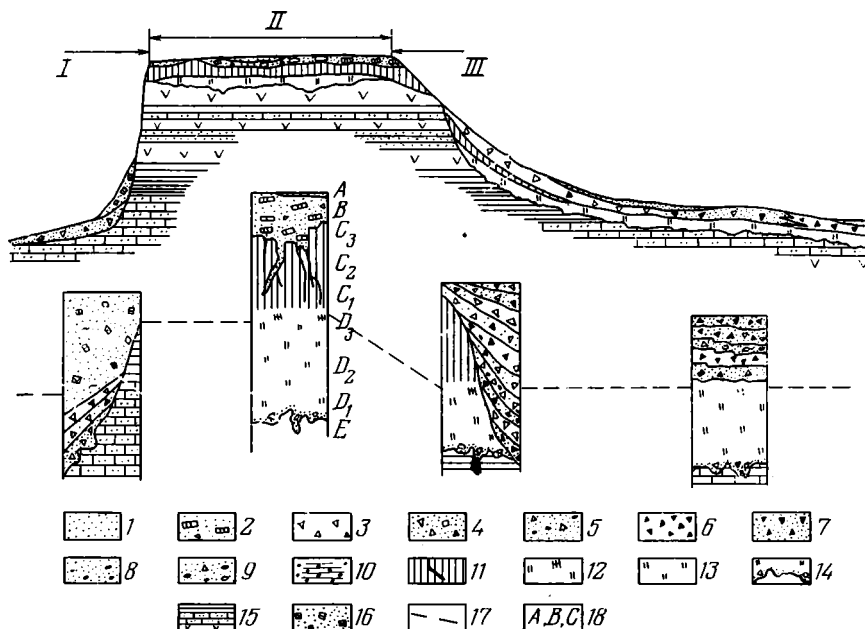
токами, часто принадлежащими различным бассейнам. Эти места в рельефе обычно занимают главнейшие цикловые поверхности — исходный пенеплен, водораздельный и региональный педилены и реже другие. Междуречное положение свидетельствует о нахождении рельефа и покрова на второстепенных водоразделах — междуречьях притоков одной реки или даже возвышенностей между эрозионными (денудационно-эрозионными) понижениями без постоянных водотоков. Эти места могут принадлежать, либо локальным ступеням выровненного рельефа одного яруса, либо более молодым ярусам рельефа и покрова по отношению к расположенным на основных водораздельных пространствах. Таким образом, для формирования латеритных бокситов важен не сам рельеф (его морфогенезис), а геоморфологическое положение поверхности, в покрове которой образуется латеритный боксит.

Приведенная закономерность выведена на основании геоморфологического анализа многих месторождений латеритных бокситов при их поиске и разведке. Особенность строения латеритного покрова в зависимости от геоморфологического положения поверхности, вышеизложенная для бокситовых месторождений бассейна рек Фатала и Конкуре, была подтверждена и на других месторождениях. Более того, аналогичные особенности строения покрова и рельефа установлены не только для ступеней одноцикловой поверхности, но и по отношению к выровненным уровням разных ярусов, т. е. специфика покрова в зависимости от его положения в ступенчатом ландшафте в общих чертах сохраняется практически независимо от масштаба явления (фиг. 3). Поэтому в настоящее время эти факты можно считать обязательными для формирования месторождений латеритных бокситов в областях новейшего латеритообразования. Классическим примером этого является плоскогорье Фута-Джаллон.

Каждая более низкая выровненная поверхность, представляющая ступень или пьедестал более высокой, имеет все меньше шансов для формирования глиноземных латеритов. Определяется это тем, что для их создания необходим максимальный вынос из выветривающейся породы подвижных компонентов. На ступенях же этот процесс нарушается боковым привносом вещества как в виде растворов и коллоидов после промыва вышележащего рельефа и покрова, так и в виде различного обломочного материала, сносимого в основном плоскостным смывом и временными потоками.

В областях новейшего латеритообразования известны случаи вторичного обогащения («облагораживания») обломочного латеритного или кирасового материала во время его переноса и после отложения, но не отмечено формирования бокситов по обломочным толщам эпохи латеритообразования. Такое облагораживание обломков разного размера широко распространено на гвинейских бовальях, где качество латеритных бокситовых обломков часто намного выше качества аналогичного материала латеритных покровов. Вторичность этого явления обуславливает бесперспективность поисков высококачественного сырья в латеритных покровах при наличии отдельных обломков и блоков, богатых глиноземом. В этой связи заслуживает внимания публикация В. И. Попова, О. Л. Гентшке и Л. В. Поповой (1974). Действительно, на ступенях выровненного рельефа, которые в зависимости от значимости могут являться педиеленами или педиментами (Сваричевская, Селиверстов, 1973), возможно формирование месторождений бокситов обломочного типа, но, вероятно, лишь за счет исходного латерит-бокситового материала. Условия для создания здесь коры выветривания есть, как справедливо отмечают указанные авторы, однако ее развитие не доходит до латерита, что подтверждается многочисленными разрезами в областях новейшего латеритообразования. Благоприятными для аккумуляции являются верхняя и средняя зоны, а в отдельных случаях, возможно, и нижняя. Опас-

ность накопления менее выветрелых грубых продуктов склонов и вершин конусов выноса в верхней зоне невелика, так как идет разрушение рельефа, практически повсеместно покрытого плащом выветрелого материала, а поступающие обломки возникают в основном за счет обрушения бровок и верхних частей склонов и уступов, образованных панцырями лате-



Фиг. 3. Принципиальная схема строения покровных образований в зависимости от рельефа областей новейшего латеритообразования (на примере юго-запада Сахарской платформы)

I — подножия обрывов; II — бовализированные междуречья возвышенностей; III — бовализированные склоны и подножия — пьедесталы возвышенностей и днища долин; 1 — почвенно-растительный горизонт, в том числе элювиально-делювиальные и эолово-делювиальные суглинки; 2 — кираса бовальная, брекчиевидная; 3—5 — кираса шлейфовая; 3 — брекчиевая, 4 — брекчиево-песчаниковая, 5 — конгломерато-брекчиевая на глинисто-песчаниковом цементе; 6—10 — кираса равнинная: 6 — древесно-брекчиевая, 7 — брекчиево-песчаниковая, 8 — конгломератовая, 9 — конгломерат-брекчиевая, 10 — гравийно-пизолитовая; 11 — латерит реликтово-структурный с полостями выщелачивания, заполненными обломками, сверху — каменистый, внизу — рыхлый, глинистый; 12—14 — литомарж с реликтовой структурой материнских пород: 12 — глинистый ожелезненный, 13 — глинистый с четкой реликтовой структурой, 14 — глинистый с участками материнских пород; 15 — коренные материнские породы; 16 — обвальное-осыпные и обвальное-оползневые образования делювиально-гравитационного генезиса; 17 — положение наиболее стабильного среднего уровня грунтовых вод; 18 — зоны латеритного покрова: А — почвенная (гумусовая и частично иллювиальная), В — кирасовая и почвенно-иллювиальная, С — собственно латеритовая (С₁ — латерит глинистый, С₂ — латерит с участками каменистого, С₃ — латерит каменистый пористый), Д — литомаржевая (Д₁ — исходный литомарж — дезинтегрированные продукты материнских пород, Д₂ — глинистый литомарж — кора выветривания с реликтовой структурой, Д₃ — то же, с заметным ожелезнением, частым конкрециеобразованием и уплотнением), Е — материнские породы

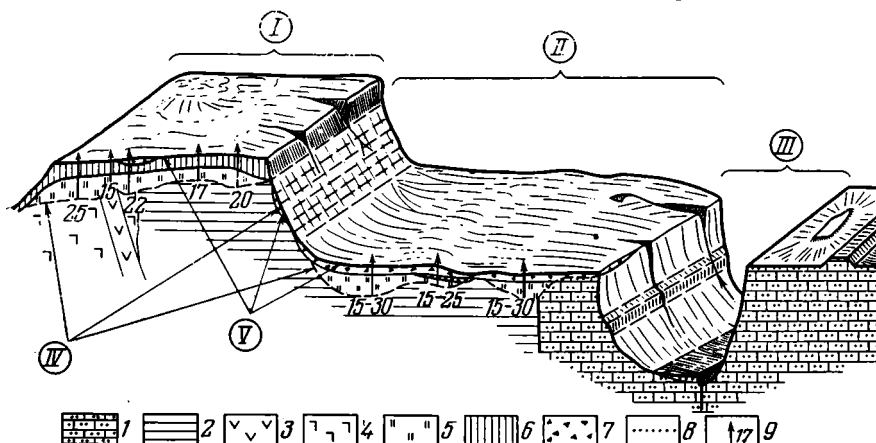
ритов и кирас. Свежий и слабовыветрелый материал во влажных тропиках весьма редок среди водораздельных и склоновых образований, поэтому его мало и в переотложенных продуктах.

ВЫВОДЫ

1. Поиски латеритных бокситов в современных и древних тропиках следует производить среди покрова выровненного рельефа водоразделов и междуречий соответствующей эпохи латеритообразования.

2. Поиски обломочных бокситов, сформированных преимущественно за счет разрушения латеритных бокситовых покровов, должны осуществляться среди покрова внутренних частей нижележащих выровненных поверхностей (верхние и отчасти средние зоны различных педипленов и педиментов).

3. Генезис поверхностей рельефа, перспективных на возникновение гипергенных полезных ископаемых, в частности бокситов, надо определять с учетом влияния покровных образований, ибо неровности видимого рельефа обычно и есть дневная поверхность покрова. С этой точки



Фиг. 4. Схема определения конкретного генезиса денудационного рельефа в связи с синхронным формированием его покровных образований

I — ордовикские кварцевые песчаники свиты Пита; 2 — силурийские глинистые и граптолитовые сланцы свиты Телимеле; 3 — мезозойские основные породы; 4 — мезозойские ультраосновные породы; 5 — литомарж; 6 — латерит, 7 — кирасы, 8 — четвертичный аллювий; 9 — скважины и мощность покровных образований.

Типы рельефа: I — альтерационно-денудационный; II — агградационно-денудационный; III — деградационно-денудационный; IV — дневной гипергенно-денудационный; V — ювенильный структурно-денудационный.

зрения можно рекомендовать выделение альтерационно-денудационных (покров полностью состоит из кор выветривания), агградационно-денудационных (в покрове участвуют коры выветривания, кирасы, продукты их перемещения и т. п.) и деградационно-денудационных (фактически без покрова и потому практически бесперспективные) поверхностей среды в общем гипергенно-денудационного рельефа дневной поверхности (фиг. 4; Селиверстов, 1975).

4. Нынешнее положение латеритных бокситов областей новейшего латеритообразования среди различного, хотя в общем и тропического, климата и определенных почвенных комплексов и растительных ассоциаций является следствием современной природной зональности, которая лишь в общих чертах может наследовать палеогеографическую обстановку времени основного латеритообразования. В современную эпоху появились новые факторы, прямое или косвенное влияние которых на природную обстановку значительно изменило соотношения и ход различных рельефо- и покровообразующих процессов — деятельность человека, возникновение обширных пустынь, возможно, продолжающееся перемещение континентальных глыб, резкие колебания климата, его возросшая контрастность, оледенения и некоторые другие.

5. Коры выветривания латеритного типа с горизонтами псевдоморфных бокситов образуются только в условиях начавшейся активизации тектонических движений и оживления рельефо- и покровообразующих процессов, создающих необходимые превышения, облик рельефа, благо-

приятные условия дренажа и т. п., естественно, лишь в соответствующей климатической обстановке. Эпохи затухания тектоно-геоморфологической активности и создания пенепленов характеризуются формированием существенно глинистых кор выветривания обычно каолинитового типа, в составе которых не может быть латеритных горизонтов. Таким образом, отмечается несоответствие эпох мощного глинистого корообразования, периодов латеритизации и этапов бокситизации, хотя в отдельных благоприятных случаях они могут и совпадать.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев А. А., Лазаренков В. Г., Селиверстов Ю. П. Геология и главные нерудные ископаемые запада Гвинейской республики.— В сб.: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых, 1974, вып. 1.
- Броневой В. А., Иванов В. А., Ким Ю. И., Куликова Г. В., Михайлов Б. М., Покровский В. В., Сафонова О. Ф., Селиверстов Ю. П. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка).— Сов. геология, 1970, № 9.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 2-е изд., 1975.
- Геологический словарь, т. I—II. М., «Недра», 1973.
- Грачев А. Ф., Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. Выравнивание и корообразование.— Геоморфология, 1973, № 2.
- Кинг Л. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967.
- Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 167. М., «Недра», 1969.
- Огороднева В. И., Сазыкин Н. С. Сырьевые ресурсы бокситов капиталистических и развивающихся стран и их использование. М., «Недра», 1971.
- Попов В. И., Гентшке О. Л., Попова Л. В. О роли педимента в формировании бокситоносных отложений.— Докл. АН УзССР, 1974, № 7.
- Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. О цикличности и основных этапах рельефообразования.— Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2.
- Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. Классификация и возраст поверхностей выравнивания.— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973.
- Селиверстов Ю. П. Геоморфология Гвинеи и ее основные вопросы.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1965, № 1.
- Селиверстов Ю. П. Поверхностные образования Западной Африки и их палеогеографическое значение.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145. М., «Недра», 1967.
- Селиверстов Ю. П. Рельеф и поверхностные отложения западного Фута-Джаллона (Западная Африка).— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1973а, т. 105, № 3.
- Селиверстов Ю. П. Пенеплены и педиплены (некоторые проблемы формирования поверхностей выравнивания).— В кн.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973б.
- Селиверстов Ю. П. Картирование денудационного рельефа и его составляющих.— В кн.: Проблемы геоморфол. картирования. Л., «Недра», 1975.
- Тимофеев Д. А. Терминология поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1974.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления.
5.1.1977

УДК 553.492.1 (571.5)

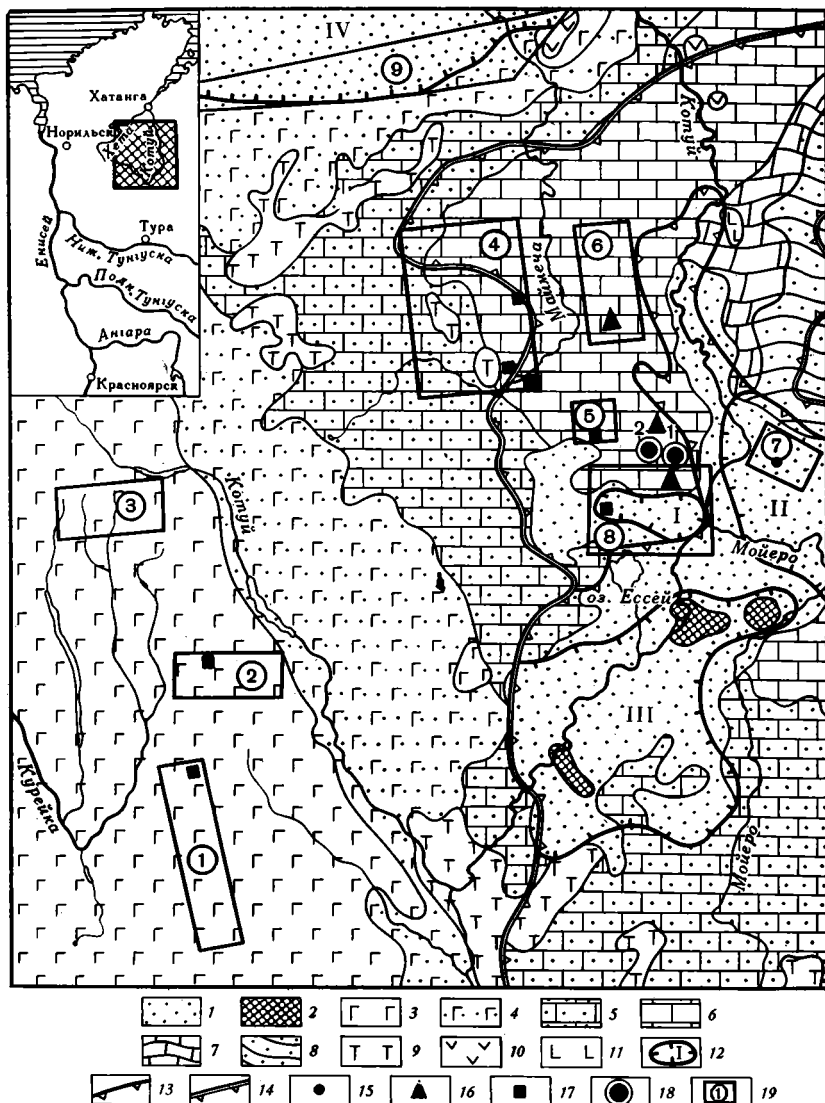
ПЕРВЫЕ БОКСИТОПРОЯВЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ БОКСИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Ю. А. ЗАБИРОВ, В. П. ЧЕХА

В 1975—1976 гг. проведены рекогносцировочные поиски бокситов на обширной площади, ограниченной на севере бортом Хатангской впадины, на юге — Муруктинской впадиной, на западе — отрогами плато Путорана и на востоке — Анабарским массивом. Первые результаты поисков свидетельствуют о широком распространении бокситов на этой территории, позволяющем заключить, что на севере Сибирской платформы, в заполярной части Красноярского края выявлена новая — Северо-Сибирская бокситоносная провинция. Найдено два бокситопоявления карстового типа — Алысаардахское и Муустахское, из которых второе рекомендовано для детальных поисков.

В 1971 г. Л. Л. Исаева (Экспедиция № 5 объединения «Аэрогеология») впервые на севере Сибирской платформы (р. Аганыли) обнаружила обломки высококачественных бокситов. В последующие два года границы ореола распространения бокситовых обломков были значительно расширены геологами экспедиции № 5 и сотрудниками Сибирского института геологии, геофизики и минерального сырья благодаря многочисленным находкам галек и обломков бокситов и глиноземистых железняков в бассейнах рек Котуй, Тукалаан, Мойеро, Быххытаах и др. Среди обломков бокситов выделяются структурные, обломочные и обломочно-бобовые разновидности. Химический анализ бокситовых обломков показывает содержания Al_2O_3 39—45 и SiO_2 1—3%. Кремневый модуль во всех проанализированных образцах не ниже 6, в отдельных случаях поднимается до 40—80. Судя по данным термического и рентгеноструктурного анализов, в составе бокситов преобладает гиббсит, вместе с которым присутствует гетит, гидрогематит и гематит. Основываясь на этих находках и на анализе общей геологической ситуации, Н. В. Дренов и др. (1975) предположили, что на севере Сибирской платформы, на территории между Тунгусской синеклизой на западе и Анабарским массивом на востоке, располагается новая Северо-Сибирская бокситоносная провинция. Перспективной в отношении возможного обнаружения бокситоносных мезозойско-кайнозойских отложений эта площадь отображена и на Карте перспектив бокситоносности Сибири м-ба 1:2 500 000 под ред. В. И. Бгатова и В. П. Казаринова (1972), а также на Карте бокситоносности СССР м-ба 1:5 000 000 под ред. А. В. Сидоренко (1973).

В 1975—1976 гг. оценкой бокситоносности Северо-Сибирской провинции занимался коллектив геологов Ангарской экспедиции Красноярского геологического управления. В результате проведенных работ выявлены Муустахское и Алысаардахское бокситопоявления и намечены общие перспективы бокситоносности древних поверхностей выравнивания Северо-Сибирской провинции (фиг. 1). Эта территория представляет собой юго-западный и западный склоны Анабарского массива, сложен-



Фиг. 1. Карта бокситоносности Северо-Сибирской провинции

1 — четвертичные пески и галечники; 2 — верхнемеловые — нижнепалеогеновые пески и глины; 3 — нижне-среднетриасовые базальты и туфы; 4 — нижнетриасовые туфогенно-осадочные отложения; 5 — средне-верхнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения; 6 — кембрийские карбонатные породы; 7 — верхнепротерозойские карбонатные породы; 8 — средне-верхнепротерозойские терригенные породы; 9 — нижнетриасовые траппы; 10 — нижнетриасовые щелочные породы; 11 — протерозойские анортозиты; 12 — мезозойско-кайнозойские впадины (I — Билляхская, II — Аганылийская, III — Муруктинская, IV — Хатангская); 13 — нижняя граница нижнетукаланской поверхности выравнивания (абс. отметки 300—500 м); 14 — нижняя граница верхнетукаланской поверхности выравнивания (абс. отметки 600—800 м); 15 — галька бокситов в аллювиальных отложениях; 16 — обломки бобово-обломочных бокситов в делювиальных образованиях; 17 — обломки структурных бокситов в делювиальных образованиях; 18 — бокситопоявления карстового типа (1 — Муустахское, 2 — Алысаардахское); 19 — участки, рекомендуемые для поисков бокситов (1 — Ягталинский, 2 — Кочечумский, 3 — Дюпкунский, 4 — Амбардахский, 5 — Кулиндинский, 6 — Маймеч-Котуйский, 7 — Аганылийский, 8 — Билляхский, 9 — Хатангский)

ные хорошо карстующимися кембрийскими известняками и доломитами; северную часть Тунгусской синеклизы, выполненную карбонатно-терригенными средне- и верхнепалеозойскими породами, пронизанными нижнетриасовыми интрузиями долеритов. С запада район обрамляют триасовые базальтовые лавы плато Путорана. В результате геоморфологического районирования выделились низкая (аганыйская) денудационно-аккумулятивная поверхность выравнивания с абсолютными отметками ниже 300 м и две более высокие денудационные поверхности выравнивания — нижнетукаланская (абсолютные отметки 300—500 м) и верхнетукаланская (абсолютные отметки 600—800 м).

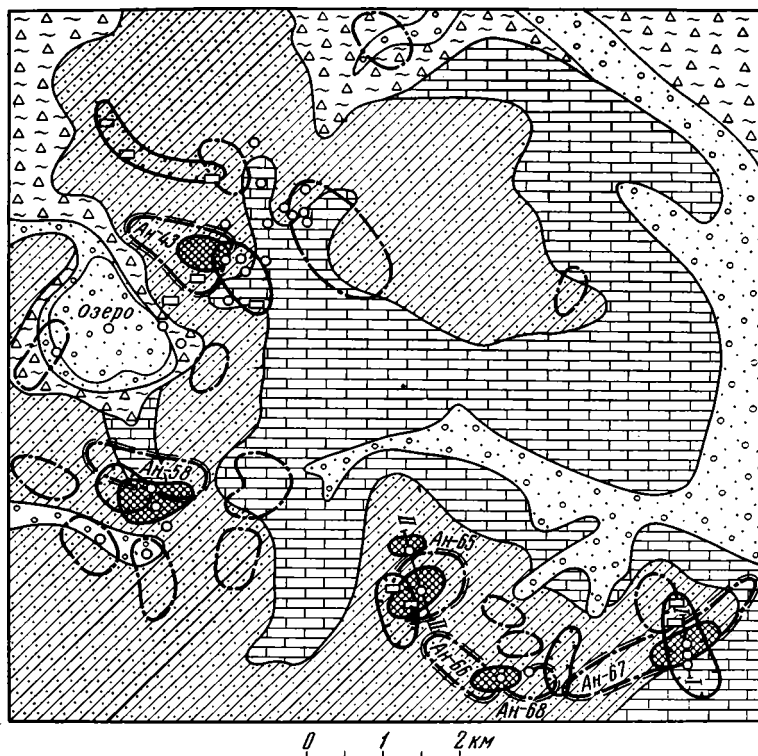
МУУСТАХСКОЕ БОКСИТОПРОЯВЛЕНИЕ

Муустахское бокситопоявление (фиг. 2) приурочено к останцу нижнетукаланской древней поверхности выравнивания с абсолютными отметками 300—380 м, сложенному нижнекембрийскими известняками и доломитами. Поверхность останца слабо всхолмленная и почти повсеместно перекрыта перемещенными продуктами коры выветривания карбонатных пород. На фоне пологохолмистого рельефа часто встречаются мелкие (до 15—20 м в поперечнике) карстовые воронки, группирующиеся в отдельные карстовые зоны. Среди курумов карбонатных пород отмечаются пятна-медальоны, сложенные бокситоносными образованиями. Отлогие склоны останца и верховья логов, дренирующих водораздельную поверхность, покрыты каменными россыпями известняков и доломитов.

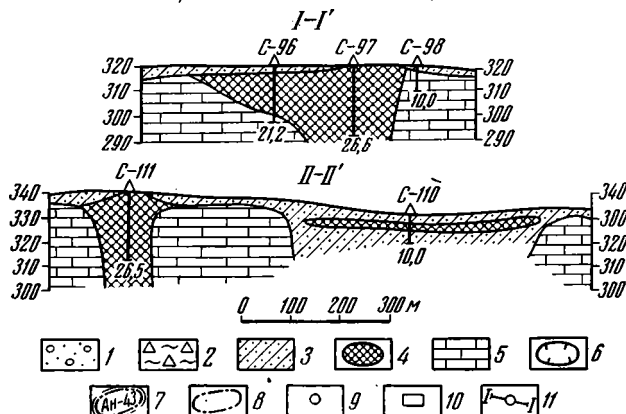
Район бокситопоявления в 1976 г. покрыт высокоточной аэромагнитной съемкой м-ба 1:25 000 с применением квантового магнитометра КАМ-28. В результате на фоне близкого к нормальному магнитного поля отчетливо фиксируются несколько положительных локальных аномалий интенсивностью 10—30 гамм. Большинство аномалий соответствует участкам развития бокситоносного карста. Скважинами колонкового бурения и шурфами установлено, что аномалии № 43, 58, 65, 66, 67 обусловлены бокситоносными отложениями. В пределах этих аномалий и карстовых зон с учетом геоморфологических особенностей строения микрорельефа выделено предположительно шесть залежей бокситов.

Рудная залежь № 67 (аномалия № 67) расположена на юго-востоке бокситопоявления и приурочена к плоской водораздельной поверхности с незначительными понижениями и буграми пучения. В понижениях микрорельефа и на буграх отмечаются выходы бокситоносных отложений. Наиболее полный разрез бокситов пройден скважиной № 97 от поверхности до глубины 26,6 м. Боксит рыхлый красновато-бурый, буровато-красный. Состоит из обломков каменистого боксита и глиноподобной массы. Количество обломочного материала около 50%, но иногда достигает 60—80%. Размер обломков 0,1—15 см. Преобладают обломки структурного боксита, реже встречаются бобово-обломочные и бобовые разновидности.

Результаты химического анализа бокситов, вскрытых по скважине № 97, свидетельствуют о выдержанности их состава в разрезе по 24 пробам, в вес. %: SiO_2 2,14—7,36, среднее 3,83; Al_2O_3 34,44—38,91, среднее 36,59; Fe_2O_3 28,91—36,64, среднее 33,33; TiO_2 3,47—5,20, среднее 4,19; п.п.п. 19,26—22,78, среднее 20,62; CaO 0,14—0,38, среднее 0,23; MgO 0,20—0,71, среднее 0,44. Кремневый модуль не опускается ниже 5,0, достигая 17,1 при среднем значении 9,6. Минеральный состав бокситов, по данным термического анализа, гетит-гипсбитовый; в бокситах глинистых отмечается примесь каолинита. Согласно требованиям ГОСТ 972-74, породы соответствуют бокситам марки Б-3, II сорта, малокарбонатным, высокожелезистым и могут быть использованы для производства глинозема.



Разрезы по линиям I-I', II-II'



Фиг. 2. Схема геологического строения Муустахского бокситопоявления

1 — верхнечетвертичные — современные отложения: глины серые, карбонатные с примесью известкового песка, с галечником доломитов, известняков и долеритов; 2 — верхнечетвертичные отложения: суглинки и глины зеленовато-серые с обломками карбонатных пород, галечники, пески; 3 — верхнемеловые — четвертичные (?) перемещенные продукты коры выветривания карбонатных пород: светло-серые, белые карбонатные пески с обломками доломитов, известняков, гнездами и линзами аллитов, глинистых песков и глин желтовато-красных, бурых, коричневых; 4 — верхнемеловые — нижнепалеогеновые (?) отложения: бокситы, аллиты; 5 — нижнекембрийские известняки и доломиты; 6 — границы карстовых зон; 7, 8 — контуры магнитных аномалий (Ан): 7 — с установленной бокситовой природой, 8 — с не установленной природой; 9 — поисковые скважины; 10 — поисковые шурфы; 11 — линии геологических разрезов

Аномалия № 66, расположенная к западу от аномалии № 65, судя по характеру магнитного поля обусловлена несколькими изолированными бокситовыми залежами, одна из которых, расположенная на склоне заболоченного лога, подтверждена бурением. В скважине № 100 вскрываются бокситы глинистые желтовато-бурые, участками буровато-красные общей мощностью 16,9 м. Химический состав бокситов колеблется в следующих пределах (вес.%): SiO_2 3,00—6,56, среднее 5,06; Al_2O_3 36,12—43,19, среднее 40,4; Fe_2O_3 18,57—24,90, среднее 21,2; TiO_2 1,53—2,66, среднее 2,07; п.п.п. 23,52—28,36, среднее 25,82; CaO 1,49—3,60, среднее 2,41; MgO 1,29—3,99, среднее 1,72; кремневый модуль изменяется от 6,07 до 13,62, при среднем значении 9,07.

Рудная залежь № 65 (аномалия № 65) расположена к северо-западу от аномалии № 66. В пределах аномалии выделяются две залежи бокситоносных отложений: залежь № 65 — северная и залежь № 65 — южная. Более полный разрез установлен в пределах северной залежи, приуроченной к пологой седловине. Здесь скважиной № 111 от поверхности до глубины 26,5 м пройден аллит рыхлый желтовато-бурый, состоящий из обломков каменистых бокситов, глиноземистых железняков и глиноподобноалевритовой сыпучей массы. Количество обломков составляет 60—80% от общей массы породы. Размер их 0,1—3,0 см, в интервале 8,3—17,0 м, отдельные обломки достигают 10 см. Распределение обломков по разрезу неравномерное. В интервалах 0,5—3,0 и 8,3—17,0 м выделяются горизонты богатые обломками глиноземистых железняков. Химический состав пород по этой скважине (вес.%): SiO_2 2,48—7,74, среднее 4,05; Al_2O_3 32,54—33,99, среднее 33,28; Fe_2O_3 32,78—40,72, среднее 38,09; кремневый модуль изменяется от 4,3 до 13,2, среднее 8,2. В горизонтах богатых обломками глиноземистых железняков установлено (вес.%): SiO_2 2,10—5,82, среднее 3,55; Al_2O_3 28,72—33,81, среднее 31,67; Fe_2O_3 37,46—42,72, среднее 40,88.

Кремневый модуль изменяется от 5,1 до 14,8, среднее 8,9. Минеральный состав материала, по данным термического анализа, гиббсит-гетитовый.

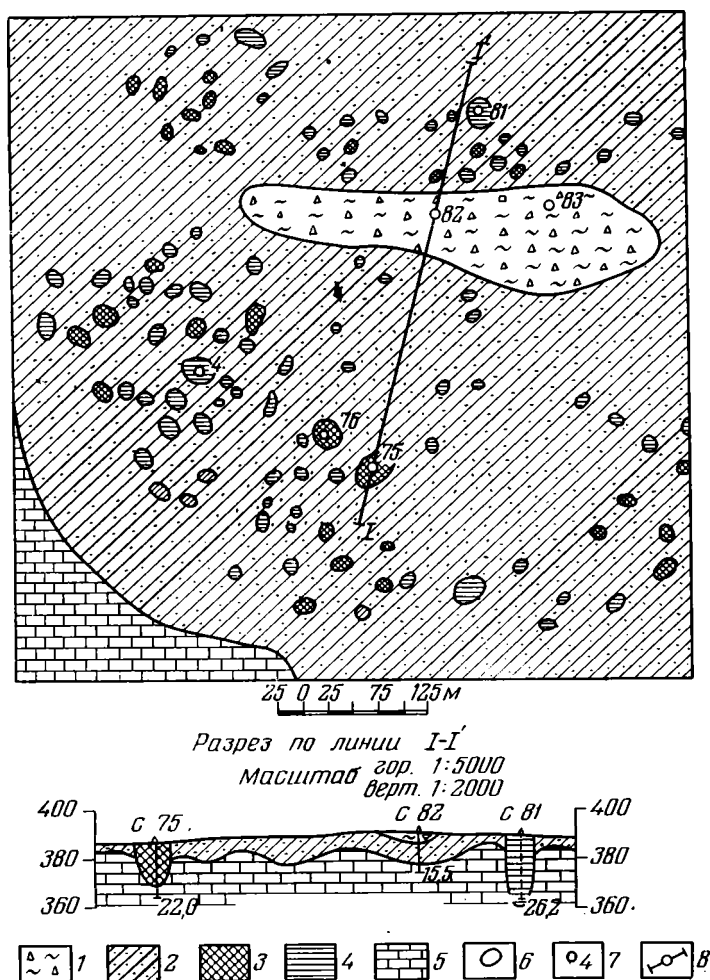
Рудная залежь № 58 (аномалия № 58) расположена в 1,0 км к югу от оз. Муустах-Кюель. В пределах залежи отмечаются многочисленные бугры пучения, сложенные продуктами коры выветривания карбонатных пород, рыхлыми бокситами и аллитами. Скважиной № 107 были вскрыты аллиты глинистые мощностью 9,1 м с обломками (до 50%) каменистых бокситов и глиноземистых железняков. Содержание основных компонентов следующее (вес.%): SiO_2 5,40—11,24, среднее 8,04; Al_2O_3 26,25—34,63, среднее 31,95; Fe_2O_3 31,35—37,15, среднее 34,28; кремневый модуль изменяется от 2,7 до 6,0, среднее 4,19.

Таким образом, в пределах Муустахского бокситопроявления установлены залежи бокситов и аллитов карстового типа. По характеру строения разреза, внешнему литологическому облику и составу эти руды существенно отличаются от карстовых бокситов Ангаро-Енисейской провинции. Во-первых, разрезы бокситоносных отложений здесь монотонные и выдержанные по вертикали. Во-вторых, бокситы представлены грубо отсортированной рыхлой обломочно-глинистой массой с преобладанием в обломочной части структурных разновидностей каменистых бокситов. Несмотря на такой «мусорный» внешний облик, в бокситах наблюдаются постоянно низкие содержания SiO_2 и невысокие Al_2O_3 . Все это свидетельствует о том, что бокситовый материал не претерпевал при бокситообразовании длительной транспортировки и что источниками глинозема служили местные породы. В современном эрозионном срезе в районе Муустахского бокситопроявления встречаются только известняки и доломиты нижнего кембрия. Ближайшие интрузии долеритов удалены на десятки километров и не могут рассматриваться в качестве материнских пород для муустахских бокситов. Можно предполагать, что источником

глинозема служили силлы долеритов или эффузивные покровы, полностью эродированные к настоящему времени, или же горизонты глиноземистых пород среди нижнекембрийских известняков. Количественная оценка залежей бокситов Муустахского бокситопоявления является предметом дальнейших работ.

АЛЫСААРДАХСКОЕ БОКСИТОПРОЯВЛЕНИЕ

Алысаардахское бокситопоявление также приурочено к останцу ниже-тукаланской древней поверхности выравнивания с абсолютной отметкой 360—390 м, сложенному ниже-среднекембрийскими известняками.



Фиг. 3. Схема геологического строения южной части карстовой зоны Алысаардахского бокситопоявления

1 — верхнечетвертичные отложения: суглинки, глины зеленовато-серые с обломками карбонатных пород, галечники, пески; 2 — верхнемеловые — четвертичные (?) перемещенные продукты коры выветривания карбонатных пород: светло-серые, белые карбонатные пески с обломками доломитов, известняков, гнездами и линзами аллитов, глинистых песков и глин желтовато-красных, бурых, коричневых; 3 — верхнемеловые — нижнепалеогеновые (?) отложения, рудоносная пачка: бокситы, аллиты, пестроцветные глины; 4 — верхнемеловые — нижнепалеогеновые (?) отложения, безрудная пачка: глины желтые охристые, большей частью карбонатные, с обломками бурых железняков, бокситов, карбонатных пород; встречаются гнезда и линзы пестроцветных глин и гнезда гидроокислов марганца; 5 — ниже-среднекембрийские известняки и доломиты; 6 — контуры карстовых воронок; 7 — поисковые скважины; 8 — линия геологического разреза

ми и доломитами. Современная поверхность останца практически лишена растительности и покрыта зеленовато-серыми известковистыми суглинками с включенными в них угловатыми обломками карбонатных пород. Почти повсеместно отмечается примесь обломков долеритов (до 10%). На фоне подобных суглинков отчетливо фиксируются блюдцеобразные карстовые воронки диаметром до 20—30 м, выполненные оранжево-желтыми или желтовато-красными глинами с угловатыми обломками каменных бокситов, аллитов и бурых железняков. Бокситы структурные, редко бобово-обломочные. Карстовые воронки группируются в две зоны; где коэффициент закарстованности достигает 6—8%. Схема геологического строения южной части одной из таких зон показана на фиг. 3. Бокситоносный разрез (рудonoсная пачка) в пределах этой зоны установлен по скважине 75:

Аллит глинистый желтовато-бурый, желтый с обломками структурных бокситов, внизу с прослоями пестроцветных глин, с реликтовой структурой долеритов. Мощность 4,7 м.

Глина пестроцветная, участками с реликтовой структурой долеритов. 2,9 м.

Аллит обломочный (брекчиевидный); в интервале 8,0—8,4 боксит структурный монолитный. 1,6 м.

Боксит структурный (структура долеритов) монолитный, в интервале 10,5—11,7 обломочный (брекчиевидный). 5,5 м.

Аллит глинистый желтовато-красный с обломками бокситов структурных, редко глиноземистых железняков. 3,9 м.

Глина желтовато-коричневая, темно-серая, плотная с обломками железняков, долеритов (до 1 см), зернами кварца, гнездами серого мелкозернистого песка. 0,3 м.

Доломиты выветрелые до песка. 0,4 м.

Доломиты светло-серые трещиноватые, кавернозные. 2,7 м.

В бокситах определено (среднее содержание, в вес. %): SiO_2 1,50—4,84, среднее 3,26; Al_2O_3 36,30—38,54, среднее 37,10; Fe_2O_3 30,35—34,84, среднее 32,32; TiO_2 3,25—3,66, среднее 3,50; п.п.п. 20,36—23,48, среднее 22,10; CaO 0,14—0,28, среднее 0,20; MgO 0,30—0,82, среднее 0,51. Кремневый модуль колеблется от 7,50 до 24,70 при среднем значении 14,81. По данным термического анализа, минеральный состав бокситов гетит-гипсбитовый; аллитов глинистых — каолинит-гетит-гипсбитовый; глин пестроцветных — гипсбит-каолинитовый с незначительной примесью гидрослюда.

Площадь воронок, выполненных породами бокситоносной пачки в пределах рудопроявления, составляет 0,04—0,06 км², масштаб ее рудоносности невелик.

ПЕРСПЕКТИВЫ БОКСИТОНОСНОСТИ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Кроме Муустахского и Алысаардахского бокситопроявлений в пределах Северо-Сибирской провинции выявлено несколько участков (см. фиг. 1) с благоприятным геологическим строением и прямыми признаками бокситоносности, что позволило их рекомендовать для дальнейшего изучения.

В пределах низкой (аганылийской) аккумулятивной поверхности выравнивания выделяются Аганылийская и Билляхская впадины. В современных аллювиальных отложениях на площади Аганылийской впадины встречается галька бокситов (Дренов и др., 1975). Нашими работами установлено наличие бокситовых суглинков и обломков каменистого боксита на водоразделах, прилегающих к этим котловинам. Все это позволяет рассчитывать здесь на обнаружение присклоновых (котловинных) залежей бокситов (здесь и далее использована классификация бокситовых месторождений Г. И. Бушинского, 1975).

В пределах нижнетукаланской древней поверхности выравнивания выявлены три участка с прямыми признаками бокситоносности: Маймеч-а-Котуйский, Кулиндинский и Амбардахский. Геолого-геоморфологическая позиция Маймеч-а-Котуйского участка напоминает положение Муустахского бокситопоявления. Здесь на плоских водораздельных вершинах рек Котуй и Маймеч-а с абсолютными отметками 373,0—401,0 м геологом В. А. Ефремовым в 1976 г. обнаружены зоны карстов с бокситоносными отложениями и обломками бокситов в покровных образованиях. Геоморфологическая позиция Кулиндинского участка отличается тем, что на фоне нижнетукаланской древней поверхности выравнивания здесь выделяется останец верхнетукаланской поверхности, выработанный на пологозалегающих среднекембрийских известняках и доломитах, бронированных пластовой интрузией долеритов. В приконтактовой зоне долеритов с известняками геологом А. П. Шевцовым встречены небольшие углубления, выполненные желтовато-бурыми глинами с обломками бокситов со структурой долеритов. Эти данные позволяют рассчитывать на выявление в пределах этого участка залежей бокситов комплексной группы (латеритные и осадочные залежи находятся в одном месторождении), а также склонового и ближнекарстового типов латеритно-осадочной группы. В пределах Амбардахского участка обломки структурных бокситов в составе делювиальных водораздельных образований обнаружены в 1976 г. геологами В. Ф. Филатовым и Ю. А. Гогиним. Характерной особенностью участка является его приуроченность к границе нижнетукаланской и верхнетукаланской древних поверхностей выравнивания и близость крупной трапповой интрузии. Геологическая позиция позволяет предполагать возможность обнаружения в пределах участка залежей бокситов комплексной группы, а также склонового и ближнекарстового типов латеритно-осадочной группы.

Бокситоносность верхнетукаланской древней поверхности выравнивания к настоящему времени практически не изучена. Особое внимание здесь следует обратить на останцы, сложенные пластовыми интрузиями долеритов, а также на зону сопряжения кембрий-ордовикских пород с базальтами плато Путорана, так как здесь имеется возможность обнаружения залежей бокситов комплексной группы и склонового типа латеритно-осадочной группы.

Кроме того, в 1976 г. выполнены первые рекогносцировочные маршруты в пределах выровненных останцов восточной окраины плато Путорана с абсолютными отметками 1000 м и более (Ягталинский, Кочечумский, Дюпкунский участки). На этих останцах А. П. Шевцовым встречены мелкие обломки структурных бокситов. Альфаактивационным анализом (прибор «Боксит») в двух обломках бокситов с Ягталинского участка установлено 35,0 и 47,0% глинизема. Эти находки выдвигают восточную окраину плато Путорана в разряд перспективных площадей, где могут быть обнаружены залежи бокситов комплексной группы и склонового типа латеритно-осадочной группы.

В заключение отметим, что рекогносцировочные поиски, проведенные в 1975—1976 гг. в бассейне р. Котуй, подтвердили существование в заполярной части Красноярского края новой Северо-Сибирской бокситоносной провинции. Первые результаты работ свидетельствуют о широком развитии процессов бокситообразования в мел-палеогеновое время на этой обширной территории. Это позволяет рекомендовать для постановки проверочных работ южный борт Хатангской впадины, где могут быть встречены залежи бокситов прибрежно-морского типа. Задачами предстоящих работ следует считать завершение рекогносцировочных поисков на всей площади Северо-Сибирской провинции.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.

Дренов Н. В., Исаева Л. Л., Митяев А. Г., Брызгалова М. М., Биджиев Р. А. Новые данные о бокситоносности Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1975, т. 229, № 5.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Карта бокситоносности СССР м-ба 1 : 5 000 000 и объяснительная записка к ней. М., 1973.

Карта перспектив бокситоносности Сибири м-ба 1 : 2 500 000 и объяснительная записка к ней. М., 1972.

Ангарская геологоразведочная
экспедиция,
пос. Мотыгино

Дата поступления
3.II.1977

УДК 553.492(470.5)

КАОЛИНИЗИРОВАННЫЕ БОКСИТЫ СРЕДИ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН ТРОИЦКО-БАЙНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА УРАЛЕ

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, К. П. САВЕЛЬЕВА, Г. П. ВАСЯНОВ, В. В. ШАБАЛИН

На отдельных участках Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин установлено присутствие экзогенно-метасоматических каолиновых пород, формирование которых обязано процессам ресилификации (каолинизации) бокситов.

По особенностям состава, физическим свойствам и ряду внешних признаков каолиновые породы ресилификационного происхождения в большинстве случаев хорошо отличимы от каолиновых осадочных глин, слагающих на месторождении основную часть продуктивной толщи. Отдельные участки Троицко-Байновского месторождения могут служить примером полигенных залежей огнеупорных глинистых пород, поскольку сложены как осадочными, так и экзогенно-метасоматическими каолиновыми породами. Каолиновые породы ресилификационного происхождения могут присутствовать в составе остаточных осадочных бокситоносных формаций. В настоящее время они служат ценным огнеупорным сырьем, а в перспективе должны рассматриваться как сырье на алюминий. Это необходимо учитывать при поиске и оценке месторождений как бокситов, так и огнеупорных глинистых пород.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из крупнейших месторождений огнеупорных глин на Урале является Троицко-Байновское, расположенное на восточном склоне Урала вблизи г. Богданович. Месторождение приурочено к погребенной структурно-эрозионной депрессии субмеридионального простирания, выполненной континентальными аллювиально-озерными мезозойскими отложениями. Ложе депрессии сложено преимущественно известняками нижнего карбона, образующими полосу шириной около 4 км. Поверхность известняков, особенно вблизи их нормальных и тектонических контактов с терригенными породами, сильно закарстована, в связи с чем перепады между ее минимальными и максимальными отметками достигают 120 м. Известняки собраны в изоклинальные, опрокинутые на восток, складки с падением пластов преимущественно на запад под углом 40—60°, разбиты на блоки крутопадающими тектоническими нарушениями.

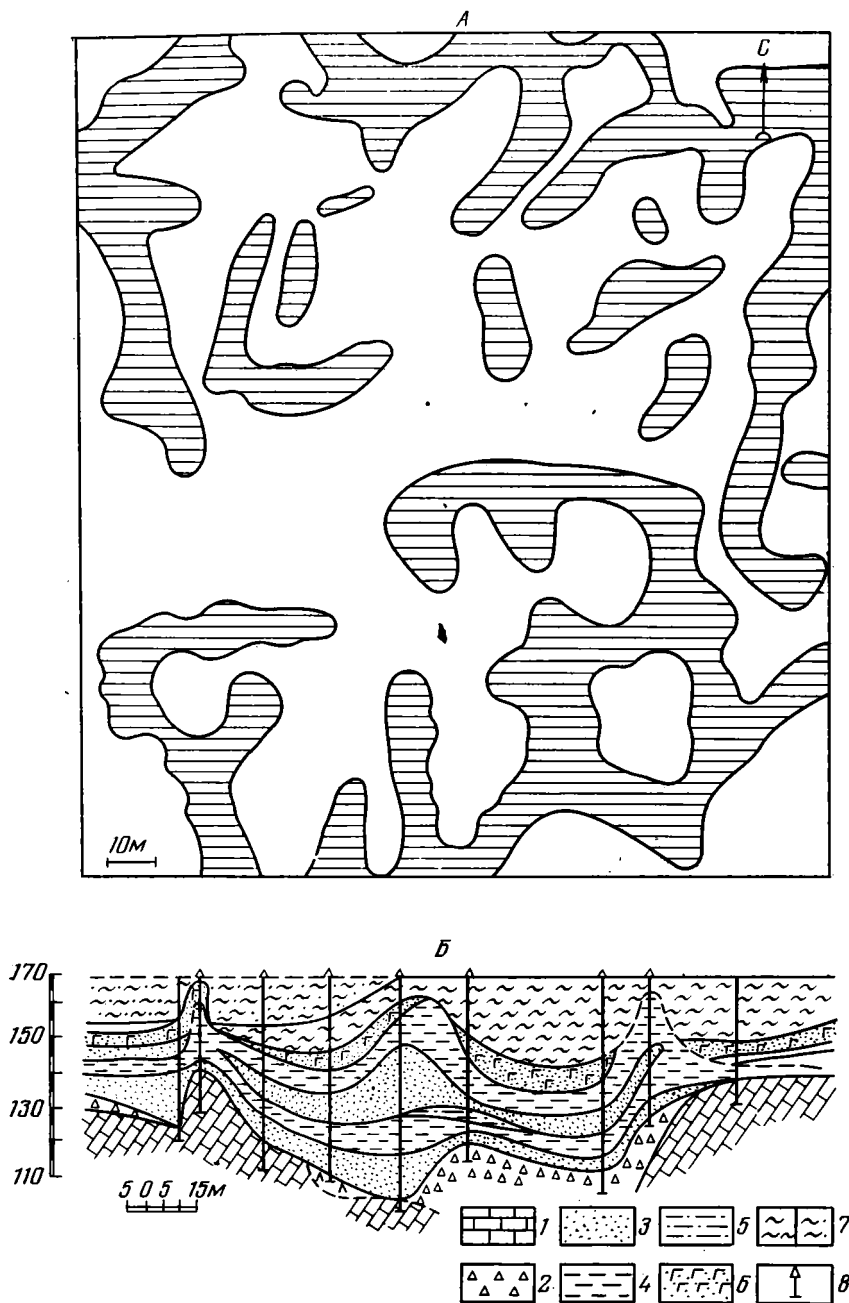
Поисково-разведочными работами на месторождении выявлено несколько разобщенных залежей огнеупорных глин. В настоящее время основная добыча производится на втором участке Полдневской залежи. На площади месторождения серые и темно-серые огнеупорные глины, кварцевые пески, лигнитовые и сажистые породы, песчаные и пестроцветные глины слагают синарскую свиту нижнего мела ($Cr_{1,sn}$), являющуюся продуктивной толщей. Среди огнеупорных глин присутствуют изолированные небольшие тела в разной степени каолинизированных бокситов. Такие породы, содержащие до 50—52% Al_2O_3 , довольно часто

встречаются при эксплуатационных работах на втором участке Полдневской залежи, а также на северном и центральном участках Межниковской залежи. Следует заметить, что породы, содержащие свободный глинозем, присутствуют также на Курьинском месторождении, расположенном на 22 км севернее в пределах той же палеодепрессии. Сложение каолинизированных бокситов по сравнению с вмещающими их огнеупорными глинами обычно более рыхлое, комковатое и непластичное. Ввиду этого они получили у горняков название «сыпучка» и до сего времени фигурируют под этим названием в рудничной документации. Насколько нам известно, детально эти породы не изучались.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН

Своеобразием Троицко-Байновского месторождения является широкое развитие гребневидных форм залегания глинистых пород. Наряду с гребневидными присутствуют пластовые и переходные формы, например волнисто-пластовые. Высота гребней 10—60 м, ширина в основании до 30 м, протяженность до 40—60 м и более. На многих залежах в гребнях сосредоточена основная часть запасов огнеупорных глин. Ввиду этого гребни часто являются объектами поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Склоны гребней обычно крутые (80°) или вертикальные, местами опрокинутые. По морфологии и внутреннему строению выделены две разновидности гребневидных тел. Первая из них отличается в поперечных сечениях куполообразной формой, отсутствием слоистости и наличием бесформенных гнезд песчаных и лигнитовых пород. Для второй характерно крутое, почти вертикальное дайкообразное залегание глинистых пород в переслаивании с лигнитовыми породами. В обоих случаях гребни представляют собой своеобразные диапировые структуры, протыкающие или же приподымающие пласты вышележащих пород. Почти вертикальное падение склонов гребней, их внутренняя неоднородность, деформации непосредственной кровли — все это свидетельства пластичного выдавливания (экструдирования) глинистой массы в вышележащую толщу рыхлых кварцево-глауконитовых песков и песчанистых глин. Можно выделить два типа площадного распределения гребней: линейный и полигональный. В случае линейного распределения гребни выстроены в виде цепочек, ориентированных в соответствии с простиранием важнейших тектонических нарушений. Важно отметить, что при этом наряду с гребнями, сложенными огнеупорными глинами, присутствуют гребни, состоящие из пород других свит мезозоя и кайнозоя.

При полигональном распределении гребни образуют в плане систему замкнутых или открытых колец, располагающихся вокруг понижений в карбонатном ложе (фиг. 1). Гребни в этом случае состоят в основном из огнеупорных глинистых пород, в то время как отложения кровли ведут себя пассивно. Мощности глинистых пород синарской свиты в межгребневых промежутках минимальные (5—10 м), среди них преобладают песчанистые разности. Как отмечают М. А. Климов и С. А. Рязанова, плотность распределения гребней находится в прямой зависимости от степени расчленения палеозойского фундамента. Там, где поверхность известняков сильно закарстована, гребни многочисленны и четко выражены. Если же ложе мезозойских отложений являются терригенные породы палеозоя, преобладают пластообразные формы залегания. Гребни в этом случае встречаются реже и располагаются главным образом вблизи контактов обломочных и карбонатных пород, вдоль которых развиты глубокие карстовые депрессии.

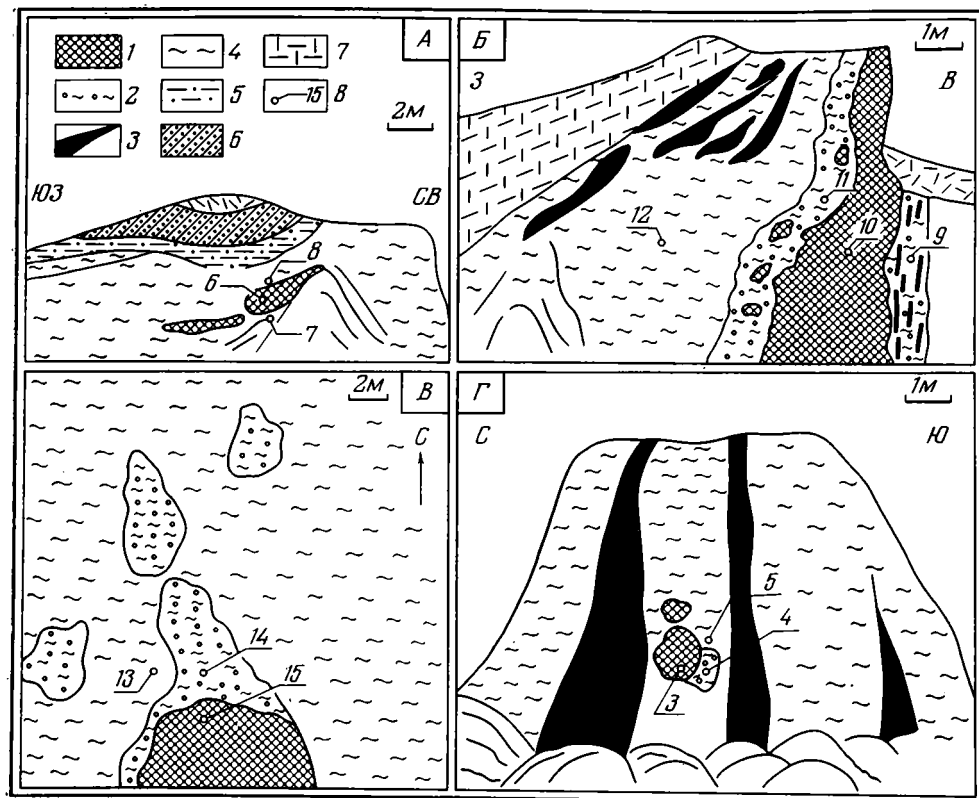


Фиг. 1. Троицко-Байновское месторождение, участок Полдневской. А — схематический план расположения гребневидных тел огнеупорных глинистых пород (заштрихованные участки). Б — фрагмент одного из геологических разрезов.

1 — известняки (C_2); 2 — «беликовые» образования алапаевской свиты (Cr_1alp); 3, 4, 5 — кварцевые пески (3), огнеупорные глинистые породы (4), песчаные глины (5) синарской свиты (Cr_1sn); 6 — пески глауконитово-кварцевые фадюшинской свиты (Cr_1fd); 7 — песчано-глинистые породы серовской свиты (Pg_2sr); 8 — скважины

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Морфология бокситовых тел, а также их взаимоотношения с окружающими породами наблюдались нами в карьере Полдневской залежи. Пробы отбирались для сравнительного изучения каолинизированных бокситов и огнеупорных глин. В доступных наблюдению поперечных сре-



Фиг. 2. Зарисовки обнажений в карьере Полдневской залежи Троицко-Байновского месторождения

1 — бокситовые породы с четко выраженным бобово-обломочным строением, обеленные и каолинизированные; 2 — бокситовые породы, обеленные и глубоко ресифицированные с нечетко выраженным бобово-обломочным строением; 3 — линзы и гнезда лигнита и сажистых пород; 4 — глины огнеупорные серые до темно-серых, плотные, вязкие; 5 — пески глауконитовые с прослоями зеленовато-серой песчанистой глины; 6 — пески кварцево-глауконитовые глинистые с желваками кварцево-глауконитового песчаника; 7 — отвалы карьера; 8 — места отбора и номера проб

зах гребней обеленные каолинизированные бокситы в ряде случаев занимают до 50% площади.

Красный каменистый корундсодержащий бобово-обломочный боксит, характерный для мезозойско-кайнозойской бокситоносной провинции Зауралья и Тургай (Гладковский и др., 1964), был встречен нами лишь однажды на месте отработки одного из гребней в Полдневском карьере в виде глыбы диаметром около 0,7 м. С поверхности глыба обелена и каолинизирована на глубину 1—3 см. Поскольку глыба была смещена, проследить взаимоотношения красных каменистых бокситов с вмещающими породами *in situ* не удалось, однако бокситы, обеленные и в той или иной степени каолинизированные, довольно часто доступны наблюдению в коренном залегании. На фиг. 2 приведены зарисовки стенок и дна карьера, наглядно отражающие положение тел обеленных в разной

степени каолинизированных бокситов. Морфология и внутреннее строение гребней свидетельствуют о том, что экструдированные глинистые массы перемещали с собой жесткие тела бокситов, распавшиеся при этом на отдельные фрагменты, в результате чего возникли образования, напоминающие структуры будинажа (фиг. 2, В).

В обнажении, показанном на фиг. 2, А, ниже кварцево-глауконитовых песков верхнего мела залегают глины серого и сизого цвета, плотные и вязкие, содержащие многочисленные стяжения марказита диаметром до 5 см. В глине видны линзы обеленного каолинизированного боксита, обладающие желтовато-серой окраской и четко выраженной бобово-обломочной структурой (обр. 6). Резкую грань между бокситом и глиной провести затруднительно, ввиду чего приходится ориентироваться на изменение окраски и исчезновение элементов бобово-обломочной структуры.

В другом обнажении (см. фиг. 2, Б) вскрыт вертикально ориентированный блок обеленного каолинизированного боксита желтовато-серого цвета. Осветленные бобовины и обломки, составляющие до 30% боксита, имеют диаметр от 3 мм до 1 см (обр. 10). Восточная граница бокситового тела достаточно четко фиксируется узкой вертикально ориентированной зоной, в пределах которой бокситовый материал перемешан с глинистым, содержащим скопления лигнита и окатанные зерна кварца (обр. 9). К западу боксит постепенно сменяется светло-серой породой, содержащей редкие реликты бобовин, составляющие не более 10% ее объема (обр. 11). Далее следует переход к серой однородной глине (обр. 12), содержащей линзовидные скопления лигнита. Аналогичные взаимоотношения между ресилифицированными бокситами и огнеупорными глинами наблюдаются и в обнажении, показанном на фиг. 2, В. В ряде других случаев среди серых огнеупорных глин присутствуют лишь мелкие изометричные включения обеленного бобово-обломочного боксита (см. фиг. 2, Г). В двух последних случаях переходная зона, представленная обычно почти нацело каолинизированным бокситом, местами отсутствует, в связи с чем частично каолинизированные бокситы с четко выраженной бобово-обломочной структурой приведены в непосредственный контакт с типичными для месторождения серыми огнеупорными глинами. Подобные случаи можно рассматривать как свидетельства течения глинистой массы относительно содержащихся в ней тел ресилифицированных бокситовых пород. Можно полагать, что процессы обеления и каолинизации, начавшись еще до формирования диапировых структур, продолжались в ходе образования гребней.

ЛИТОЛОГИЯ БОКСИТОВ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

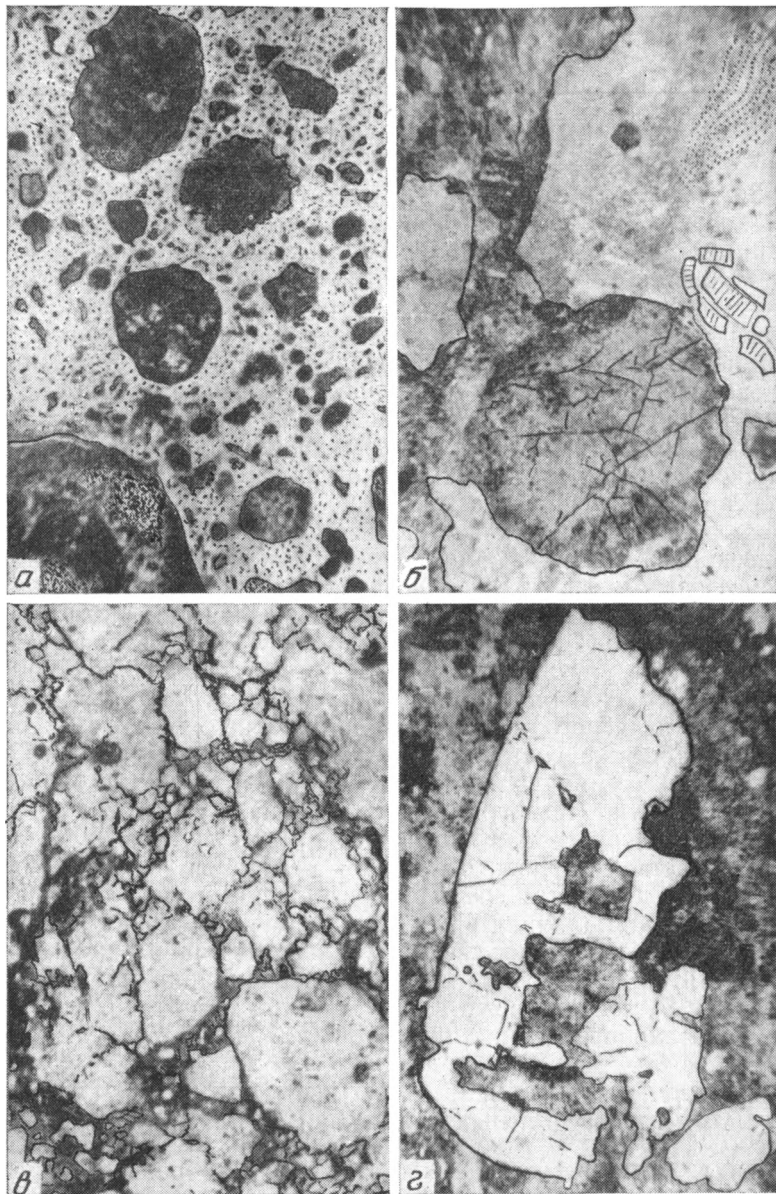
На основании макро- и микроизучения имевшиеся в нашем распоряжении образцы были разделены на три литологических типа.

1. Бокситы красные каменистые и обеленные, желтовато-серые, комковатые, обладающие четко выраженной бобово-обломочной структурой.

2. Частично и полностью каолинизированные бокситы — светло-серые с желтоватым или кремовым оттенком, комковато-рыхлые до слабопластичных, с нечетко выраженными реликтами бобово-обломочной структуры. Полностью каолинизированные бокситы далее будем называть каолинитовыми породами ресилификационного происхождения.

3. Огнеупорные глины, серые и темно-серые, плотные, вязкие, умеренно-пластичные, довольно однородные, но проявляющие пятнистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением гуминовых соединений и наличием более светлых пятен перекристаллизованного каолинита.

Следует отметить, что включения лигнита и стяжения сульфидов железа присутствуют как в огнеупорных глинах, так и в измененных бокситах.



Фиг. 3. Микроструктуры ресилифицированных бокситовых пород Троицко-Байновского месторождения

а — псевдообломочная структура замещения. Темные участки — реликты бокситового вещества, в том числе и бобовины; светлые — скрытокристаллический агрегат галлуазит-каолинитового состава. Обр. 2. $\times 100$, без анализатора. **б** — структура замещения. Реликты боксита (темно-серое) в окружении новообразованной колломорфной массы галлуазит-каолинитового состава (светло-серое), в которой расположены поликристаллические сростки каолинита. Обр. 10. $\times 100$, без анализатора. **в** — брекчиевая структура. Криптокристаллическая каолинитовая масса раздроблена (светлые участки) и «сцементирована» текстурированным каолинитом, пропитанным гуминовыми соединениями (темные участки). Обр. 11. $\times 100$, без анализатора. **г** — корродированное зерно кварца в ресилифицированной бокситовой породе. Обр. 10. $\times 100$, без анализатора

Под микроскопом каолинизированные бокситы обнаруживают ту или иную стадию развития псевдообломочной структуры замещения, характеризующейся присутствием многочисленных разобренных реликтовых участков бокситового вещества, как бы погруженного в криптокристаллическую массу, состоящую из каолинита с примесью галлуазита ($7 \text{ \AA}$) (фиг. 3, а). Размеры реликтовых участков варьируют от долей микрона до $10\text{--}20 \text{ мкм}$, что соответствует диаметру самых крупных бобовин исходного боксита. Бобовины устойчивы по отношению к процессам ресилификации, в связи с чем их реликты могут наблюдаться даже в почти полностью каолинизированных бокситах. Поскольку в реликтовых участках сохраняется повышенное содержание железа и титана, они в поле зрения микроскопа выглядят значительно более темными по сравнению с массой новообразованного каолинита. Новообразованная каолининовая масса довольно часто сохраняет признаки колломорфности (см. фиг. 3, б), частично затушенной впоследствии явлениями перекристаллизации, в результате чего возникают также вермикулитовидные сростки каолинита и их скопления. Сростки при кристаллизации самоочищаются от тонкодисперсных примесей, свойственных колломорфной массе.

В заключительных стадиях каолинизации реликты бокситового вещества сохраняются лишь в незначительных количествах или же полностью исчезают, в связи с чем возникают породы существенно каолининового состава, содержащие, однако, до 20% галлуазита ($7 \text{ \AA}$). Для каолининовых пород ресилификационного происхождения характерна брекчиевидная структура (см. фиг. 3, в), обусловленная присутствием неодинаковых по величине угловато-округленных участков изотропного криптокристаллического каолинита, погруженных в более темную по цвету массу того же состава, пропитанную гуминовыми веществами. В обогащенных гуминовыми соединениями фрагментах кристаллиты каолинита образуют текстурированный агрегат, что отчетливо заметно по агрегатному струйчатому погасанию при скрещенных николях.

Породы третьей группы обладают пелитовой и алевропелитовой структурами и демонстрируют при скрещенных николях чешуйчатое агрегатное погасание, характерное для осадочных глинистых пород.

Необходимо подчеркнуть, что в исследованных нами пробах измененных бокситов и огнеупорных глин зерна кварца корродированы с образованием не только фигур и поверхностей травления, но и глубоких полостей, заполненных глинистой массой (см. фиг. 3, г).

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАОЛИНИЗИРОВАННЫХ БОКСИТОВ И ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН

Для анализов и испытаний было отобрано 15 образцов, в число которых вошли как в разной степени обеленные и каолинизированные бокситы, так и залегающие рядом с ними огнеупорные глины. В табл. 1 показан их валовый химический состав, а также результаты нормативного пересчета химико-аналитических и петрографических данных на минеральный состав. Как следует из табличных данных, содержание Al_2O_3 в осветленных бокситах достигает 52,8% при одновременном удалении почти всего железа, содержащегося в исходном красном бобово-обломочном боксите. Ресилификация бокситов приводит к постепенному понижению кремневого модуля ($M_{\text{Si}} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) до значений, характерных для каолинита ($\approx 0,85$). Миграция главных химических компонентов в связи с процессами деферризации и ресилификации бокситов была рассчитана по методу абсолютных масс (Михайлов, 1958). Для этого был составлен ряд от каменистого красного бобово-обломочного боксита к обеленному бобовому бокситу и далее к продукту полной ресилификации — каолининовой породе с реликтами бобово-обломочной структуры (табл. 2).

Таблица 1

Химический (вес. %) и минеральный (%) состав проб бокситовых и каолиновых пород Троицко-Байновского месторождения

№ образца	Лито-логический тип	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	S	SO_2	$\text{C}_{\text{орг}}$	П.п.п.	Минералы				
														группа каолинита	гипсбит	бемит и корунд *	кварц **	прочие
1	1	5,25	8,60	3,08	45,18	20,73	0,29	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	—	21,45	18,0	50,0	7,5 к + б	—	24,5
2	1	2,14	23,19	2,51	49,60	3,01	0,11	»	»	Н.о.	Н.о.	—	21,44	50,5	38,0	5,5 б	0,3	5,7
3	1	2,92	18,06	2,79	52,85	0,76	0,50	0,56	0,05	0,49	0,03	0,10	23,85	38,0	48,0	10 иб	0,3	3,7
4	2	0,84	45,23	1,08	37,64	0,82	0,21	0,40	0,29	0,24	0,13	0,17	13,55	96,0	—	—	0,45	3,55
5	3	0,69	50,27	1,24	34,36	0,39	0,37	0,25	0,15	0,21	0,14	0,26	12,30	86,5	—	—	10,0	3,50
6	2	1,33	33,80	0,48	44,90	0,69	0,15	0,25	0,18	0,24	0,04	0,16	19,04	72,0	25,0	—	0,2	2,80
7	3	0,85	44,60	1,74	37,30	1,13	0,22	0,42	0,28	0,16	0,11	0,15	13,60	94,6	—	—	0,6	4,80
8	3	0,85	44,50	1,40	37,70	1,17	0,23	0,47	0,32	0,44	0,18	0,15	13,80	95,0	—	—	0,1	4,90
9	2	1,22	35,62	2,57	39,93	0,86	0,62	0,40	0,17	0,23	0,13	2,11	19,27	70,0	19,0	—	3,0	2,00
10	2	1,36	32,41	2,73	43,60	0,80	0,26	0,62	0,25	0,18	0,12	0,36	18,72	69,5	24,7	—	0,4	5,40
11	2	0,84	45,30	1,73	37,91	0,68	0,18	0,28	0,07	0,29	0,01	0,17	13,70	96,0	0,8	—	0,6	2,60
12	3	0,78	48,39	1,49	34,71	1,16	0,40	0,42	0,40	0,28	0,10	0,31	12,66	88,0	—	—	7,0	5,00
13	3	0,85	44,64	1,41	37,57	0,40	0,37	0,43	0,32	0,30	0,05	1,11	14,50	97	—	—	0,40	2,60
14	2	0,97	40,76	1,50	39,04	1,33	0,34	0,38	0,23	0,33	0,06	0,35	15,60	86,0	8,00	—	0,70	5,30
15	2	1,17	36,61	2,03	42,50	0,44	0,51	0,37	0,09	0,19	0,14	0,28	17,25	78,3	18,0	—	0,3	3,40

* к — корунд, б — бемит; ** содержание определялось под микроскопом из фракций >10 мкм. Анализы выполнены согласно ГОСТ 2642—71 в лаборатории ВНИИгеолнеруд, аналитик Ф. А. Зарипова (н.о. — не определялось; прочерк — не обнаружено).

Как видно из табл. 2, общий привнос кремнезема составляет немногим более $0,4 \text{ г/см}^3$ (увеличение в 2,8 раза) при выносе около $0,57 \text{ г/см}^3$ Fe_2O_3 (уменьшение на 98%). Al_2O_3 и TiO_2 обнаруживают довольно высокую подвижность, проявляющуюся с примерно одинаковой интенсивностью как на стадии обеления, так и при каолинизации. Миграция глинозема определяет формирование поздней генерации гиббсита, заполняющего трещины и полости в обеленном боксите. Значительный вынос титана, вероятно всего, обусловлен кислой восстановительной реакцией среды. Вынос железа завершается в основном на стадии обеления, в то

Таблица 2

Миграция вещества в ходе преобразования красного боксита в каолинитовую породу

№ образца	Характеристика образца	Объемный вес, г/см^3	Содержание, г/см^3			
			SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3
1	Боксит красный бобово-обломочный	2,8	0,241	1,265	0,0860	0,580
	Внесено — вынесено при обелении		+0,066	-0,367	-0,0386	-0,567
3	Боксит обеленный бобово-обломочный	1,7	0,307	0,898	0,0474	0,013
	Внесено — вынесено при каолинизации		+0,367	-0,337	-0,0314	-0,001
4	Каолинитовая порода — полностью ресилифицированный боксит	1,49	0,674	0,561	0,0160	0,012
	Всего внесено — вынесено		+0,433	-0,704	-0,070	-0,568
	Общий баланс	1,31				

время как на стадии каолинизации железо ведет себя неоднозначно, что, видимо, связано с различной интенсивностью формирования аутигенных минералов — сульфидов и сидерита. Конечные результаты расчета показывают, что суммарный вынос Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 более чем в 3 раза превышает привнос кремнезема. С этим заключением согласуется высокая пористость обеленных и каолинизированных бокситов.

Приведенные в табл. 1 данные, характеризующие минеральный состав изученных нами проб, находятся (качественно) в полном соответствии с результатами фазового минералогического анализа. Рентгеновская дифрактометрия, дифференциально-термический анализ, электронная микроскопия однозначно свидетельствуют, что красные бобово-обломочные бокситы в результате воздействия на них процессов обеления и ресилификации постепенно преобразовались в породы существенно каолинитового состава при резком понижении содержания окисно-железистых минералов.

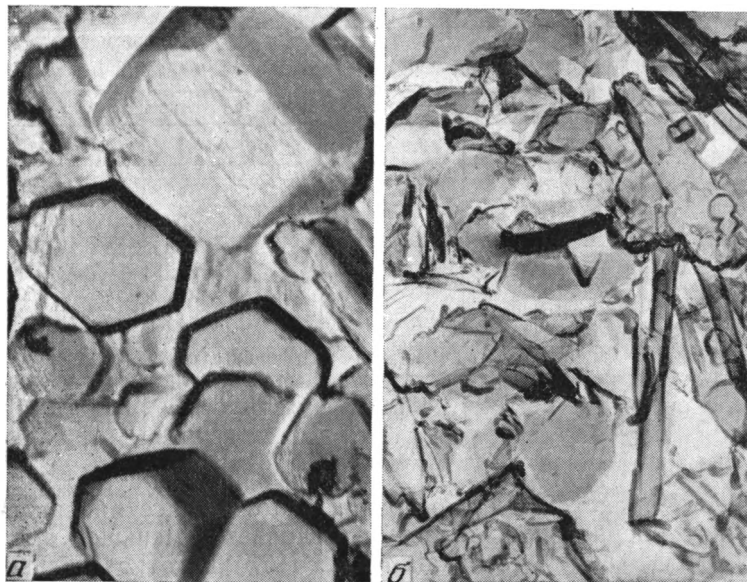
Красный бобово-обломочный боксит имеет существенно гематит-гиббситовый состав, хотя в сложении черных магнитных бобовин наряду с гиббситом существенное участие принимают корунд, бемит, гематит и маггемит. Присутствие корунда установлено по характерным значениям дифрактометрических пиков нерастворимого остатка, полученного после длительной обработки вещества бобовин горячей соляной кислотой. Цементирующая масса красного бобово-обломочного боксита состоит из гиббсита и гематита, в подчиненных количествах присутствуют каолинит и сидерит.

В частично каолинизированных обеленных бокситах довольно резко проявляется нерегулярность в распределении гиббсита и других минералов, что во многом предопределено неоднородным бобово-обломочным строением бокситов, а также многостадийным и неравномерным развитием процессов вторичного минералообразования. Так, среди бобовин,

слагающих каолинизированный обеленный боксит (обр. 2), преобладают две разновидности почти мономинерального состава.

1. Желтовато-серые бобовины, состоящие из микрокристаллического гиббсита с незначительной примесью каолинита, бемита и других минералов. Присутствуют также гнезда более крупных псевдогексагонально-призматических кристаллов гиббсита поздней генерации (фиг. 4, а).

2. Белые бобовины, сложенные пластинчатыми полигональными частицами каолинита и удлинённо-призматическими кристаллами галлуазита (фиг. 4, б). На присутствие маловодного галлуазита (7 Å) указы-



Фиг. 4. Микрофрагменты ресилифицированной бокситовой породы (угольные реплики)

а — кристаллы гиббсита поздней генерации, $\times 30\,000$; б — галлуазит и каолинит, возникшие в ходе ресилификации боксита, $\times 35\,000$. Снимки сделаны в лаборатории ВНИИгеолнеруд Р. Н. Мансуровым

вают, кроме того, асимметрия и расширение дифрактометрического пика 001. Каолинит и галлуазит находятся в соотношениях, близких 4 : 1.

Следует, однако, подчеркнуть, что большинство бобовин имеет полиминеральный, чаще всего гиббсит-каолинитовый или же каолинит-гиббситовый состав. Масса, цементирующая бобовины, также состоит преимущественно из гиббсита, каолинита и галлуазита. Под электронным микроскопом и в бобовинах и в цементе наблюдается замещение микрокристаллического гиббсита каолинитом и галлуазитом.

Дифрактометрический рентгеновский анализ показал, что в частично каолинизированных обеленных бокситах содержание гиббсита наиболее значительно во фракциях менее 1 $\mu\text{м}$ и более 10 $\mu\text{м}$. Продукты полной ресилификации содержат реликтовую примесь гиббсита лишь во фракции более 10 $\mu\text{м}$. В каолинитовых осадочных породах гиббсита не обнаружено.

Важным типоморфным признаком каолинита является степень упорядоченности его кристаллической структуры (Викулова, Звягин, 1965; Шутов и др., 1966; Русько, 1976). Присутствие в изученных нами образцах галлуазита (7 Å) в количествах до 20% не может не внести искажений в определение индекса упорядоченности (ИУ) структуры каолинитов. Тем не менее, каолинит ресилификационного происхождения,

весьма часто встречающийся в метастабильных ассоциациях с гиббситом, характеризуется относительно высокими значениями индекса упорядоченности ($IY=1,0-1,1$), вычисленного по методу, описанному Д. Н. Хинкли (Hinckley, 1963). В осадочных каолинистых породах каолинит отличается значительно более низкой степенью структурной упорядоченности ($IY=0,4-0,5$).

Дифференциально-термический анализ подтвердил наличие в составе продуктивной толщи месторождений целой гаммы пород — от существенно гиббситовых до почти нацело сложенных каолинитом. На кри-вых ДТА каолинистых глин в отличие от каолинистых пород ресили-

Таблица 3

Сравнительные данные о потере веса при прокаливании, %

Лито-логический тип	№ образца	Температура, °C				Сумма
		120—150	320—330	420—470	570—590	
1	3	1,2	22,5	—	5,3	29,0
2	10	1,0	7,4	0,4	9,6	18,4
2	14	2,0	2,2	0,3	11,2	15,7
2	11	0,9	—	0,3	12,1	13,3
2	4	0,8	—	0,4	12,0	13,2
3	13	2,0	—	1,8	10,4	14,3
3	12	1,2	—	0,6	10,9	12,7
Природа процесса		Удаление слабо-связанной воды	Дегидратация гиббсита	Выгорание органики и сульфидов	Дегидроксилизация каолинита и галлуазита	

фикационного происхождения основной эндотермический пик смещен в более низкотемпературную область и отличается меньшей амплитудой, что является указанием (Smykatz-Kloos, 1975) на относительно низкую степень структурной упорядоченности каолинита.

Как следует из данных термогравиметрии (табл. 3), каолинистые глины отличаются от каолинистых пород ресилификационного происхождения повышенным содержанием слабосвязанной воды и менее значительной потерей веса при дегидроксилизации, что свойственно каолинитам с недостаточно упорядоченной структурой.

В целом для глинистых пород Троицко-Байновского месторождения характерен существенно каолинистый состав. В ряде случаев в глинистых породах отмечается присутствие диоктаэдрической слюды, однако она, как и кварц, имеет кластогенный характер, о чем свидетельствует острый базальный пик (10 Å) на дифрактограммах, характерный для мусковита. Встречены также породы, содержащие в подчиненных количествах (до 30%) щелочноземельный монтмориллонит.

При более детальном исследовании было установлено, что монтмориллонит имеет экзогенно-метасоматическое происхождение, замещающий реликтовый гиббсит на заключительной (щелочной) стадии ресилификации бокситов. К примеру, в Полдневском карьере нами были отобраны пробы глинистых пород, обладающих мелкобобовой структурой. Основная масса породы и периферические зоны бобовин состоят из довольно совершенного каолинита, в то время как внутренняя часть бобовин сложена серым непрочным связанным порошковатым монтмориллонитом, образующим комочки, отделенный от каолинистой оболочки неровным зазором. При разламывании образца большая часть монтмориллонита высыпается, ввиду чего на поверхности излома формируется структура типа отрицательно-оолитовой. Состав подобной породы следующий (вес.%): SiO_2 47,55; TiO_2 1,53; Al_2O_3 33,14; Fe_2O_3 2,63; FeO 0,13; CaO 1,39; MgO 0,66; П.п.п. 12,64. Как видно из аналитических данных, монтмориллонит со-

державшей породе присущи пониженный кремневый модуль ($\sim 0,7$) и относительно повышенное содержание щелочноземельных элементов.

Физические свойства как обеленных в разной степени каолинизированных бокситов, так и огнеупорных глин показаны в табл. 4. Пластичность определяется совокупным эффектом, обусловленным дисперсностью, содержанием алевролитовых зерен кварца, каолинита, гуминовых веществ, а также степенью структурной разупорядоченности каолинита. Среди пород, содержащих свободный глинозем, наибольшей пластичностью обладают те, которые отличаются максимальным содержанием

Таблица 4

Физические свойства обеленных каолинизированных бокситов и огнеупорных глин

№ образца	Лито- логический тип	Al ₂ O ₃ , вес. %	Число пластич- ности	Фракция < 1 мкм, %	Фракция 10—50 мкм, %	Объемный вес, г/см ³	Общая по- ристость, %	Кварц, %	Сорг (вес. %)	Порода
3	1	52,85	4,0	27,3	41,4	1,70	33,86	Н.о.	Н.о.	Боксит обеленный
6	2	44,90	4,95	49,2	25,4	1,35	48,06	0,2	0,16	Бокситы обеленные
10	2	43,60	6,51	41,1	23,0	1,42	46,18	0,4	0,36	и в разной сте-
15	2	42,50	8,56	51,5	24,9	1,22	54,20	0,3	0,28	пени каолинизи-
9	2	39,93	10,05	75,1	4,4	1,45	44,57	2,9	2,11	рованные
14	2	39,04	14,61	62,9	10,0	1,34	49,81	0,65	0,35	
11	2	38,91	10,35	59,9	13,2	1,33	50,38	0,65	0,17	
4	2	37,64	13,28	77,1	5,5	1,49	43,94	0,45	0,17	
8	3	37,70	18,15	78,9	4,4	1,74	36,19	0,10	0,15	Каолинитовые гли-
7	3	37,30	17,62	79,5	1,8	1,70	37,22	0,60	0,15	ны
13	3	36,57	19,05	85,3	1,2	1,64	38,25	0,35	1,11	
12	3	34,71	15,85	75,8	6,5	1,78	34,21	7,5	0,31	Алевритистые као-
5	3	34,36	13,48	62,0	7,9	1,68	37,97	10,0	0,26	линитовые глины

Примечание. Определения проводились: числа пластичности — согласно ГОСТ 5499—59; объемного веса — в соответствии с ГОСТ 5182—64, открытой пористости — по методу насыщения, Сор_г — газометрическим методом с применением бюретки Вурца-Штролейна. Исполнители: Л. П. Михайлова, Л. Н. Самишкина, Л. И. Ефимова, З. З. Нугманова (лаборатория ВНИИГеолнеруд).

фракции < 1 мкм и высоким содержанием каолинита (обр. 14). Нередко несколько меньшее содержание каолинита компенсируется повышенной дисперсностью и несколько большим содержанием органического вещества. Объемный вес каолинитовых пород ресилификационного происхождения более низкий по сравнению с каолинитовыми глинами, этому соответствует их повышенная пористость. Следовательно, физические свойства каолинитовых пород осадочного и ресилификационного происхождения имеют довольно заметные различия и связаны четкой зависимостью с особенностями их состава и строения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего следует отметить, что процессы ресилификации весьма характерны для бокситов и представляют значительный интерес как в теоретическом, так и прикладном плане. Именно поэтому изучению ресилификационных процессов в бокситах посвящено множество научных работ у нас в стране и за рубежом. Не исключение в этом отношении и многочисленные бокситовые месторождения Урала и Зауралья. Однако в описываемом нами случае каолинизированные бокситы присутствуют в составе продуктивной толщи Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин. Как показано выше, в сложении залежей упомянутого месторождения принимают участие каолинитовые породы двух генетических типов. Преобладают породы осадочного происхождения (каолинитовые глины). Подчиненное положение занимают каолини-

товые породы экзогенно-метасоматического ресилификационного происхождения. Каолининовые глины по сравнению с каолиновыми породами ресилификационного происхождения более пластичны, менее пористы, пропитаны гуминовыми соединениями, отличаются низкой степенью совершенства кристаллической структуры каолинита. В то время как каолининовые глины содержат в себе гнезда и линзы кварцевого песка, лигнита и сажистых пород, каолиниты ресилификационного происхождения встречаются совместно с реликтами бокситовых пород и связаны с ними постепенными переходами. Одинаково высокая корродированность зерен кварца в бокситовых породах и каолининовых глинах, их довольно высокая пористость являются свидетельствами процессов раннего диагенеза, затронувших всю продуктивную толщу и имевших, очевидно, десилификационную направленность. Возможно, на ранней стадии диагенетические процессы, в соответствии со взглядами Г. И. Бушинского (1971, 1975), способствовали формированию бокситовых тел.

Как установлено экспериментами, проведенными в низкотемпературных условиях, гиббсит стабилен лишь на контакте с водными растворами, содержащими не более 1 мг/л SiO_2 (Polzer et al., 1967). При более высоких концентрациях кремнекислоты гиббсит замещается силикатами каолининового типа. В то же время установлено, что поровые воды песчаных и песчанистых пород содержат в среднем $31\text{—}17 \text{ мг/л SiO}_2$ (White et al., 1963). Сопоставляя вышеприведенные геохимические данные с тем фактом, что непосредственно над бокситоносной толщей Троицко-Байновского месторождения расположены мощные скопления песков и песчанистых глин, мы можем считать породы кровли главным источником растворенной кремнекислоты. Без длительного ее поступления невозможно представить развитие процессов ресилификации.

Присутствие в составе продуктивной толщи скоплений лигнита, сажистых пород и рассеянного органического вещества обусловило кислую восстановительную реакцию поровых вод, в связи с чем в первую очередь широкое развитие получил процесс деферризации бокситов (восстановление и вынос железа). Значительная часть железа была вынесена, однако заметные количества его остались в форме сульфидов и карбонатов. Процессы ресилификации проявляются лишь после отложения песчано-кремнистой кровли. Можно выделить две стадии ресилификации. На ранней и наиболее продолжительной из них в широких масштабах осуществлялась спонтанная каолинизация бокситов. Вторая стадия ознаменовалась спорадическим развитием монтмориллонитизации бокситового материала, что возможно в случае проникновения в продуктивную толщу вод щелочного типа. Наиболее вероятно, что такие воды поступали из семиаридных раннеэоценовых отложений в связи с развитием эрозийного вреза.

Диапировые формы залегания огнеупорных глинистых пород формировались, по мнению А. П. Сигова (1969), в новейший этап тектонической активности, проявившейся наиболее четко в плиоцене. Выжимание глинистых масс было в целом обусловлено тектоническими причинами, однако благоприятствовали этому и такие факторы, как пластичность глинистых пород, присутствие прослоев лигнита и сажистых пород, резко расчлененный рельеф палеозойского основания, слабая сцементированность отложений, слагающих кровлю, и их относительно небольшая мощность.

Следует отметить, что тела ресилифицированных бокситов имеют довольно четко выраженные контакты с глинами. Это обусловлено их перемещением относительно вязкотекучей глинистой массы в ходе ее выжимания и формирования гребневидных залежей глинистых пород. При этом периферические зоны бокситовых тел, в максимальной степени каолинизированные и в какой-то мере пластифицированные под влиянием проникающих извне гуминовых веществ, были «сорваны» и распреде-

лены в виде стдельных фрагментов в массе осадочного каолинита. Экспериментами доказано (Шаркина, 1976), что сорбция-десорбция полярных органических молекул, к которым относятся и гуминовые вещества, приводят к существенному снижению совершенства структуры каолинита. Для того чтобы выяснить, влияют ли гуминовые соединения на структуру ресилификационного каолинита, были получены и сопоставлены дифрактограммы неориентированных препаратов, изготовленных из материала светлых и более темных (обогащенных органикой) участков каолинитовых пород ресилификационного происхождения. Было установлено, что структура каолинита, слагающего светлые участки, несколько более упорядоченная (ИУ систематически выше на 0,1—0,2). Возможно, что при длительном воздействии гуминовых веществ эффект структурного разупорядочения мог усиливаться. Поэтому среди осадочных глин ныне могут присутствовать слабо отличимые от них по внешнему облику и свойствам фрагменты каолинитовых пород ресилификационного происхождения.

Месторождения огнеупорных глин, содержащие реликты в той или иной степени каолинизированных бобовых бокситов, известны на территории СССР и за рубежом. Примером может служить Апрельское месторождение в Западной Сибири, где среди огнеупорных глинистых пород, образующих толщу мощностью до 60 м, присутствуют линзовидные тела частично каолинизированного бобово-обломочного боксита (Бушинский, 1971, с. 203, 1975, с. 232). Весьма показателен в этом смысле и пример залежей огнеупорного сырья среди песков формации Нанафалия (Джорджия, США). Каждая залежь состоит из бокситового «ядра» мощностью 6—8 м, окруженного концентрически расположенными оболочками: каолинизированного боксита, каолина, песчанистого каолина и, наконец, кварцевого песка. Во многих случаях каолин наследует основные признаки строения первоначального боксита. Наиболее крупные залежи этого района поставляют более 600 тыс. т каолинов и бокситов ежегодно, предназначенных для производства огнеупоров (Burst, 1974). К категории глинистых огнеупорных пород, образовавшихся путем частичной каолинизации бокситов, могут быть отнесены, по заключению К. Д. Картиса и Д. А. Спирса (Curtis, Spears, 1971), столь известные образования, как айрширские бокситовые глины (Шотландия) или высокоглиноземистые глины формации Мерсер (Западная Пенсильвания, США).

ВЫВОДЫ

1. На Троицко-Байновском месторождении огнеупорных глинистых пород четко прослеживаются процессы обеления и ресилификации бокситов, приводящие к появлению каолинитовых пород экзогенно-метасоматического происхождения.
2. Процессы ресилификации, протекающие в кислой восстановительной среде, приводят к замещению бокситового материала минералами группы каолинита (каолинит с примесью до 20% галлузита). Последующее поступление щелочных вод приводит к спорадической монтмориллонитизации бокситового материала.
3. Каолинитовые породы ресилификационного происхождения по особенностям состава, физическим свойствам и ряду внешних признаков отличаются от каолинитовых осадочных пород (каолинитовых глин), слагающих основную часть продуктивной толщи.
4. Отдельные участки Троицко-Байновского месторождения могут служить примером полигенных залежей, состоящих как из осадочных, так и экзогенно-метасоматических (ресилификационных) каолинитовых пород.
5. Каолинитовые породы ресилификационного происхождения могут играть важную практическую роль в составе остаточных и осадочных

бокситоносных формаций, что необходимо учитывать при поисках и оценке месторождений как бокситов, так и огнеупорных глинистых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. П. Геология бокситов. М. «Недра», 1971, 2-е изд. 1975.
- Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмцов В. Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезо-кайнозойских месторождений бокситов Азиатской части СССР.— Тр. Ин-та геологии Уральск. филиала АН СССР, 1964, вып. 64.
- Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания.— В кн.: «Исследование и использование глин». Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- Русько Ю. А. Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1976.
- Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра», 1969.
- Шаркина Э. В. Строение и свойства органо-минеральных соединений. Киев, «Наукова думка», 1976.
- Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Burst J. Genetic relationship of the Andersonville, Georgia, and Eufaula, Alabama, bauxitic kaolin areas.— Trans. Soc. Mining Ing. AIME, 1974, v. 265.
- Curtis C. D., Spears D. A. Diagenetic development of kaolinite.— Clay and Clay Miner., 1971, v. 19, No. 2.
- Hinckley D. N. Variability in «crystallinity» value among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. Clay and Clay Miner. Proc. 11-th Nat. Confer., 1963.
- Polzer W. L., Hem J. D., Gabe H. J. Formation of crystalline hydrous aluminosilicates in aqueous solutions at room temperature.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, 5713-B.
- Smykatz-Kloos W. DTA as a tool for the measurement of disorder in kaolinites and for the classification of montmorillonites.— Proc. 4-th Int. Conf. Thermal Analysis, Budapest, v. 2, 1975.

ВНИИГеолнеруд,
Казань

Дата поступления
16.V.1977

УДК 552.513 : 553.457

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ
ОЛОВА АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН**

Н. Г. ПАТЫК-КАРА, Н. Н. АРМАНД

Рассмотрены важнейшие проблемы прогнозирования россыпей олова в условиях аккумулятивных равнин на основании сравнительного анализа известных в настоящий момент погребенных россыпей олова в различных оловоносных провинциях Советского Союза. Показано, что погребенные россыпи аккумулятивных равнин разделяются на группу россыпей древнего денудационного рельефа и группу россыпей, формирование которых связано с накоплением трансгрессивных серий осадков. Несомненную промышленную ценность среди последних представляют россыпи тектонических уступов. Для поисков, оценки и прогнозирования россыпей обеих групп применимы: восстановление древнего денудационного рельефа; выявление особенностей погребенной долинной сети и ее взаимоотношения с коренными источниками; выявление особенностей мобилизации полезного компонента, обусловленных морфологическими и формационными типами коренных источников; проведение детального литолого-фациального анализа с выделением возможных продуктивных фаций и формаций осадков и определением их положения в стратиграфическом разрезе.

Погребенные россыпи играют важнейшую роль в ряду россыпных месторождений олова, заключая в себе в отдельных районах до 40—50% общих запасов металла в россыпях. Известные во всех оловоносных провинциях, они наиболее значительны в пределах низменностей и внутригорных впадин. Проблема погребенных россыпей ближнего сноса, как следует из материалов IV Всесоюзного совещания по геологии россыпей (Киев, 1973), посвященного погребенным и древним россыпям, распадается на ряд самостоятельных вопросов, среди которых следует выделить: особенности локализации металлоносных площадей, скрытых под чехлом рыхлых образований; условия сохранности и захоронения полезного компонента в погребенных россыпях; генезис и возраст металлоносных и покровных осадков и т. д.

Ранее мы стремились подчеркнуть (Арманд и др., 1975), что погребенные россыпи олова формируются и сохраняются в различных типах рельефа и отвечают широкому спектру морфоструктурных условий. При этом, по-видимому, наиболее правомерным, с точки зрения общей направленности эрозионно-аккумулятивных процессов, является их разделение на две крупные совокупности: а) погребенные россыпи денудационного рельефа и б) погребенные россыпи аккумулятивных равнин. Напомним, что на необходимость такого раздела указывал Ю. А. Билибин (1955), противопоставлявший россыпи погребенных долин и россыпи погребенной гидросети, а позднее Ю. П. Казакевич (1972).

Наиболее распространенным и характерным примером геоморфологической обстановки, в которой формируются погребенные россыпи первого рода, являются широко распространенные в различных типах релье-

фа внутривпадинные перестройки, приводящие к смещению тальвега относительно древнего вреза в пределах единого эрозионного углубления. Захоронение россыпей в них обычно связано с проявлением эрозионно-аккумулятивных ритмов, формирующих комплекс разновозрастных эрозионных врезов, впоследствии частично или полностью захороняемых под толщами констративного аллювия, склоновыми шлейфами, ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. Погребенные россыпи, связанные с этими врезами, как правило, тесно ассоциируют с поверхностными концентрациями металла в террасовом и пойменном аллювии и современных элювиально-склоновых отложениях.

В отличие от них погребенные россыпи аккумулятивных равнин представляют, за редким исключением, образования, чуждые данному типу рельефа, сформировавшиеся в геоморфологической обстановке, резко отличной от наблюдаемой в настоящее время. Поисковыми работами в пределах аккумулятивных равнин северо-восточной Якутии, Чукотки и Приморья установлен целый ряд морфологически разнообразных глубоко погребенных россыпей, различающихся параметрами, строением пласта и условиями залегания. Среди задач, поставленных практикой геологоразведочных работ по определению направлений поисков и методики оценки этих россыпей, немаловажное значение приобретают следующие: а) выявление морфогенетических типов погребенных россыпей аккумулятивных равнин; б) определение их морфоструктурной позиции в пределах различно построенных депрессий и впадин; в) изучение стратиграфического положения продуктивных горизонтов в комплексе осадков, выполняющих депрессии.

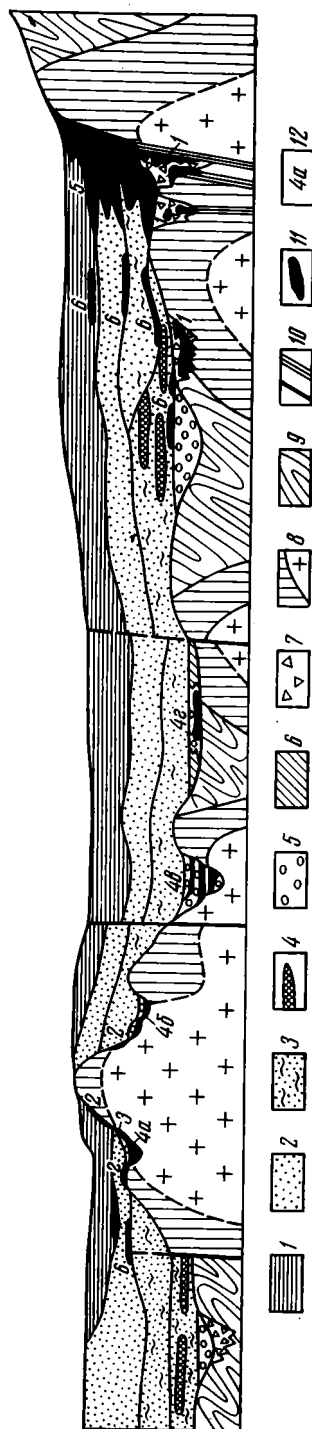
Решению этих вопросов в значительной мере может способствовать сравнительный анализ известных на сегодняшний день погребенных россыпей аккумулятивных равнин в различных оловоносных провинциях Советского Союза, среди которых встречен полный генетический ряд россыпей — от элювиально-склоновых до прибрежно-морских.

Элювиальные россыпи (оловоносные коры выветривания) в большинстве случаев являются составной частью сложных полигенетических россыпей и характеризуются весьма неравномерной мощностью пласта, высокой степенью высвобождения касситерита, неравномерным гнездовым его распределением, отражающим морфологию рудных тел коренного источника (Трушков, 1964). Отличительной чертой их по сравнению с оловоносными корами выветривания, экспонированными на дневную поверхность, является лучшая сохранность профиля выветривания и большая мощность. В большинстве случаев эти образования представляют линейные коры выветривания, геоморфологическая позиция которых определяется их приуроченностью к морфоструктурам, вмещающим оруденение. Наиболее часто погребенные оловоносные коры залегают на склонах и подножиях локальных поднятий, а также в днищах и бортах дренирующих их эрозионных форм (россыпи Суор, Кербенг, Тенкели, Чокурдах в Якутии).

Оловоносные коры выветривания встречены также в днищах тектонических впадин, где они приурочены к наиболее опущенным блокам, например Озерная россыпь в Приморье (Крамчанин, 1971), россыпь Черного на Центральной Чукотке (Гурвич, Спорыхина, 1975). Возраст погребенных оловоносных кор выветривания устанавливается косвенно на основании их перекрытия миоценовыми отложениями и отвечает, по видимому, эпохе регионального выветривания во второй половине палеогена — начале миоцена. Не исключен, видимо, и более молодой возраст погребенных элювиальных образований, например линейных кор выветривания, сформировавшихся по рудным телам, экспонированным в конце плиоцена — раннем плейстоцене. Такой возраст, в частности, может иметь зона окисления рудных зон месторождения Эге-Хая, погребенная под осадками Верхоянской впадины (Якутия).

Склоновые россыпи, связанные с погребенным денудационным рельефом, в большинстве случаев представлены коллювиальными оловоносными шлейфами, участвующими в формировании сложных месторождений или образующими самостоятельные объекты. Реже приходится иметь дело с погребенными образованиями транзитных склонов. Геоморфологическое положение этого типа россыпей олова контролируется погребенными склонами локальных возвышенностей и их подножием (фиг. 1). Возраст погребенных склоновых россыпей определяется как миоценовый (?) и плиоцен — раннеплейстоценовый на основании их соотношения с датированным оловоносным аллювием и перекрывающими средне-верхнеплейстоценовыми осадками.

Наиболее разнообразен комплекс погребенных россыпей, связанных с долинными формами. В них зафиксирована сложная история формирования эрозионного рельефа, образующего ложе аккумулятивных равнин. Тесная пространственная приуроченность россыпей олова к коренным источникам проявляется в формировании *ложковых* россыпей, занимающих самые верховья долинной сети и в том числе зарождающиеся линейные формы (делли), расчленяющие склоны рудоносных массивов. Совпадение последних с минерализованными зонами дробления, зонами прожилкования, штокверками способствует формированию выдержанных лентообразных залежей, иногда довольно крутопадающих из-за значительного (0,05—0,1) продольного уклона ложбин и логов. Сортировка материала в этих россыпях незначительна. В некоторых случаях процесс обогащения в них мало отличается от происходящего на соседних склонах. Известные

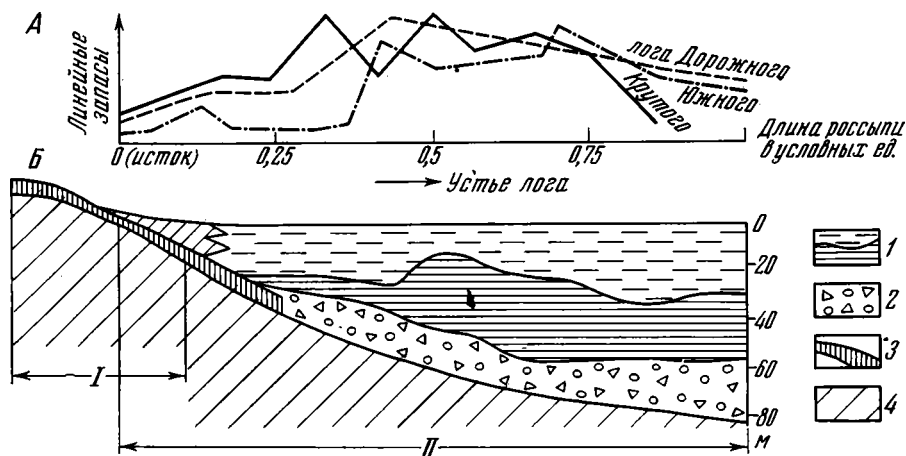


Фиг. 1. Условия залегания погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин

Отложения аккумулятивных равнин (1—7): 1 — преимущественно песчано-алевритовые, 2 — песчаные, 3 — песчано-глинистые, 4 — песчано-глинистые с прослоями лигнитов, 5 — галечниковые, 6 — супесчаные отложения склонового яда, 7 — дресчано-глинистые образования кор выветривания; породы складчатого основания (8—9): 8 — граниты и сопровождающие их роговики; 9 — осадочно-метаморфические породы; 10 — разрывные нарушения; 11 — россыпи; 12 — индексы, обозначающие морфогенетические типы россыпей (см. фиг. 3)

ложковые россыпи погребенного рельефа сочетают последовательные стадии перехода от склоновых россыпей к россыпям логов и малых долин (фиг. 2). Такой последовательный переход удается проследить в россыпи лога Дорожного (Патык-Кара, 1977). В случае унаследованного развития логов формируются сложные двух-трехпластовые россыпи, например месторождения Ары-Булакской группы в Восточном Забайкалье, Хужихан (МНР) и др.

Погребенным ложковым россыпям аккумулятивных равнин, так же как и склоновым россыпям, принадлежит особая роль при поисках и оценке металлоносности новых площадей. В силу значительных превышений останцовых массивов и островных гор, к которым, как правило,



Фиг. 2. Распределение полезного компонента в продольном разрезе ложковых россыпей (А) и положение погребенных ложковых россыпей в разрезе аккумулятивной равнины (Б)

1 — покровные песчано-алевритовые отложения; 2 — щебнисто-галечные отложения погребенных логов и долин; 3 — участки россыпей, обычно выявляемые на стадии поисков; 4 — коренные породы; I — зона элювиально-склоновых россыпей, II — зона погребенных склоновых и ложковых россыпей

приурочено оловянное оруденение относительно окружающего погребенного денудационного рельефа, достигающего по нашим наблюдениям 100—200 м и более, последовательность выявления россыпей в пределах площадей с повышенной мощностью рыхлых отложений существенно отличается от обычной. Как показывает опыт открытия погребенных россыпей на приморских равнинах Якутии, оценка оловоносных площадей часто ограничивается верхним и средним ярусами склонов рудоносных массивов. Обнаруженные здесь, иногда весьма перспективные ложковые россыпи не оконтурены по простираанию из-за значительных мощностей покровных образований. Поисковыми работами, тяготеющими к вершинам погруженных локальных возвышенностей, остаются не оценены не только зона аллювиальных россыпей (Патык-Кара, 1976), в которой обычно сосредоточено более 80% запасов россыпного олова, но и нижние части ложковых россыпей, для которых характерно значительное увеличение линейных запасов металла (см. фиг. 2, А). Все это заставляет нас рассматривать выявленные погребенные ложковые россыпи как важнейший поисковый критерий для обнаружения глубоко залегающих аллювиальных россыпей (см. фиг. 2, Б).

Россыпи погребенной долинной сети, даже с учетом указанной выше специфики поисковых работ в пределах аккумулятивных равнин, составляют наиболее обширную и морфологически разнообразную группу погребенных россыпей. Приведенные на фиг. 3 примеры показывают, что

среди них встречаются как сравнительно простые по строению залежи в долинах простой морфологии, так и многоступенчатые, многопластовые образования, в которых зафиксирована сложная история развития погребенной долинной сети.

Россыпи в долинах с простым погребенным врезом (фиг. 3, тип 4а) по своему строению — выдержанные лентовидные, приуроченные к морфологически четко выраженным тальвегам. Как самостоятельный морфологический тип они довольно редки и обычно характерны для верховьев долин, где непосредственно смыкаются с ложковыми россыпями. Ниже по течению они вскоре переходят в более сложные струйчатые или двух-трехпластовые россыпи. Такое строение характерно также для участков местного совмещения в плане разновозрастных тальвегов.

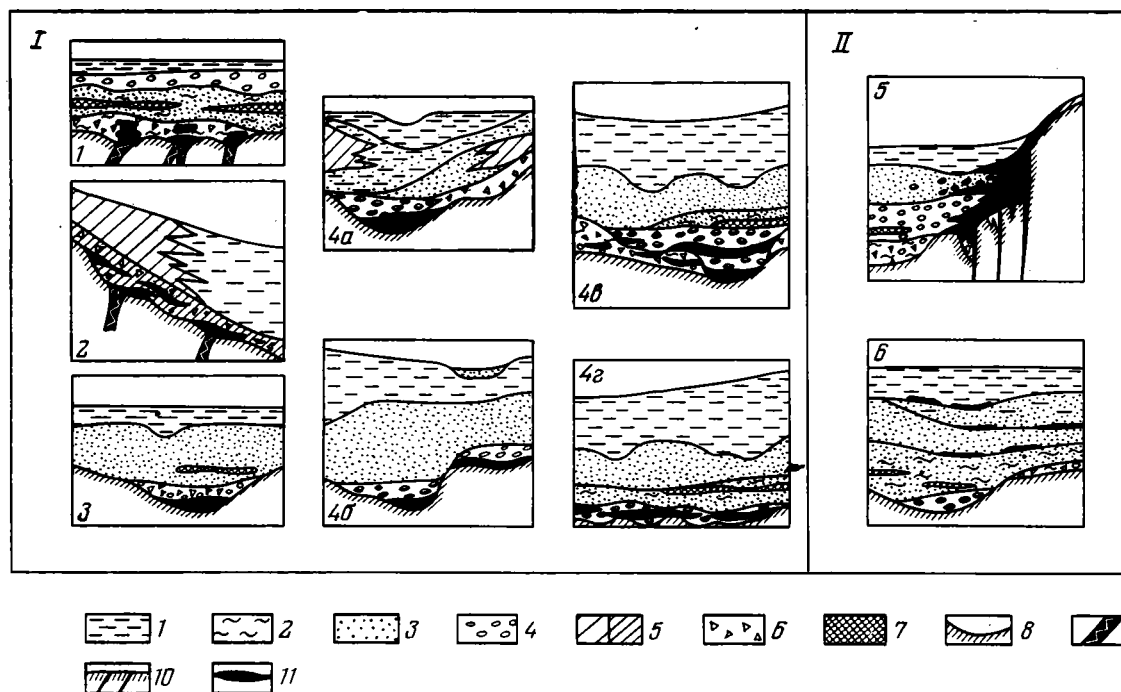
История формирования погребенной долинной сети позднекайнозойских аккумулятивных равнин Сибири и Дальнего Востока насчитывает по крайней мере два этапа активизации эрозионных процессов, приведших к образованию разновозрастных комплексов долин, датируемых в большинстве регионов миоценовым — раннеплиоценовым и плиоценовым — раннеплейстоценовым временем (Воскресенский, 1968; Воскресенский, Костомаха, 1973; Мурзаева, 1965; Бородянский, Миллер, 1969). Тальвеги этих долин нередко пространственно сближены, что вызывает сложные взаимоотношения выполняющих их осадков. В оловоносных районах, например, весьма обычен случай, когда долины миоценового возраста, выполненные грубосортированным материалом, погребены под осадками, приуроченными к наследующим их плиоценовым и раннеплейстоценовым эрозионным понижениям. Уклоны разновозрастных врезов обычно близки (россыпи Кербенг, Суор). Например, продольный уклон миоценовой и плиоценовой долин руч. Суор составляют соответственно 0,013 и 0,016 (Патык-Кара, 1977). Указанное соотношение долин способствует образованию двухпластовых погребенных россыпей, причем нижний, миоценовый пласт, как правило, не содержит высоких концентраций олова.

Присутствие в погребенных долинах разновозрастных эрозионно-аккумулятивных уровней, образующих террасовый комплекс (иногда до двух надпойменных террас), также отражается на строении россыпей. Погребенные террасовые или террасовальные россыпи описаны в нижней части россыпи руч. Суор, где приуроченный к террасе погребенный пласт, приподнятый над днищем долины на высоту 15 м, часто смыкается с основной россыпью, иногда же обособляется в виде самостоятельной струи (фиг. 3, тип 4б). Сходное строение характерно для россыпей Силирского узла, где в пределах плиоценовых — раннеплейстоценовых долин р. Хахханах и Силир выделяется погребенная терраса высотой 10—14 м.

Взаимоотношение погребенных россыпей разных уровней по простиранию непостоянно. На отдельных участках террасовая россыпь погружается под комплекс осадков, слагающих днище долин, и в этом случае погребенная россыпь приобретает двухпластовое строение (фиг. 3, тип 4в). Подобная смена взаимоотношения разновозрастных пластов устанавливается также вдоль россыпи Кербенг. В последнем случае в погребенной россыпи насчитывается три разновозрастных пласта: миоценовый, позднеплиоценовый и раннеплейстоценовый¹.

Таким образом, в строении погребенных аллювиальных россыпей аккумулятивных равнин можно проследить последовательную смену морфологических типов россыпей, отвечающих усложнению строения долин в зависимости от направленности эрозионно-аккумулятивных процессов: простые россыпи долин I порядка — россыпи в долинах с террасовым комплексом — россыпи совмещенных древних тальвегов. Иначе говоря, в строении погребенных россыпей мы наблюдаем геоморфологическую

¹ Датировка произведена И. С. Евтеевой по результатам палинологического анализа.



Фиг. 3. Морфогенетические типы погребенных россыпей

I — россыпи погребенного эрозионноденудационного рельефа; 1, 2 — элювиально-склоновые россыпи; погребенные оловоносные коры выветривания — невыдержанные залежи гнездового строения (1), погребенные склоны — струйчатые невыдержанные залежи изометричной, реже вытянутой формы (2); 3 — пролювиальные (ложковые) погребенные россыпи — короткие вытянутые залежи; 4 — аллювиальные россыпи погребенной долиной сети: а — в долинах простого строения с четко выраженным тальвегом — выдержанные линейные залежи простого строения, б — в долинах с комплексом погребенных террас — одно-двух-струйчатые выдержанные линейные залежи, в — в долинах с совмещенными разновозрастными врезами — двух-трехпластовые, иногда многоструйчатые выдержанные залежи, г — в широких плоскодонных долинах с развитием процессов ледипланации — плотиковые и надплотиковые струйчатые россыпи.

II — россыпи трансгрессивно построенных аккумулятивных толщ различного генезиса; 5 — россыпи зон тектонических уступов — сложные многоярусные залежи линзовидной формы; 6 — россыпи на ложном плотике (тип «ментянг») — разобщенные невыдержанные пласты и струи в толще рыхлых осадков; 1 — алеврит; 2 — глина; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — супесь и суглинок; 6 — щебень, древесина; 7 — прослой растительного детрита и лигнита; 8 — коренные породы; 9 — рудные зоны; 10 — разрывные нарушения; 11 — россыпи

зональность, описанную еще Ю. А. Билибиным (1955) для россыпей денудационного рельефа.

Одним из важнейших вопросов оценки оловоносных россыпей аккумулятивных равнин является восстановление характера погребенного денудационного рельефа, его расчлененности и пластики. Непосредственное представление об этом может быть получено из анализа рельефа денудационных и денудационно-аккумулятивных пологоволнистых, холмистых и останцовых равнин, окаймляющих обширные приморские низменности и развитых по периферии большинства межгорных депрессий. Характерным примером таких равнин в оловоносных районах, сохранивших в себе черты древнего выровненного рельефа, погружающегося под чехол рыхлых отложений, могут служить междуречные пространства, разделяющие Верхоянскую и Туоустахскую впадины в Центрально-Янском оловоносном районе, бассейн рек Берелех и Донская в Полоусном оловоносном районе, равнины низовьев рек Онона и Борзи Агинского района в Забайкалье, западная периферия Зейско-Буреинской равнины и т. д.

Важной особенностью их являются широкие плоскодонные долины с пологими вогнутыми склонами («глясисы», долинные педименты), за счет которых даже долины водотоков II—III порядка могут достигать ширины 2—3 км. Развитые здесь оловоносные россыпи занимают лишь небольшую часть днища, имеют отчетливый струйчатый характер и малую мощность. Типичным представителем таких россыпей служит описанная М. А. Гришиным (Патык-Кара и др., 1971) россыпь Истээх в Якутии. Сходные черты строения, повторяющиеся во многих оловоносных россыпях, формирующихся в пределах относительно стабильных морфоструктур, встречаются и в погребенных оловоносных россыпях на аккумулятивных равнинах (например, в россыпях Силирской группы), где они указывают на условия длительного динамического равновесия денудационных процессов, существовавшие в период формирования долин плиоценового — раннеплейстоценового возраста (фиг. 3, тип 4г). Несоизмеримость ширины промышленных струй с дном долины и сопряженными с ним пологими склонами приводит к ошибочному представлению о «внедолинности» таких россыпей и об отсутствии их связи с погребенным эрозионным рельефом (Тараканов, 1975).

Из приведенного перечня выявленных в настоящее время типов погребенных континентальных россыпей олова, встречающихся в пределах аккумулятивных равнин, видно, что морфологическое разнообразие их в значительной мере обусловлено зональностью эрозионно-денудационных процессов, отраженных в закономерном изменении морфологии эрозионных форм. Кратко охарактеризованные нами морфологические типы известных погребенных россыпей повторяют важнейшие черты строения близповерхностных месторождений (Арманд и др., 1977; Рыжов, 1961; Трушков, 1964). Отметим сразу, что перечень этот, безусловно, не полон, он лишь отражает наиболее типичные случаи, с которыми связаны известные на сегодняшний день промышленные месторождения и перспективные объекты.

Особое место среди россыпей аккумулятивных равнин занимают сложные многоярусные образования, формирующиеся в зонах активных тектонических уступов (Патык-Кара и др., 1976). От большинства других морфологических типов погребенных россыпей они отличаются резким перепадом мощности торфов, повышенными мощностями пласта, высокими содержаниями полезного компонента, сложным сочетанием фациальных типов оловоносных осадков и их значительным возрастным диапазоном (фиг. 3, тип 5).

В россыпях тектонического уступа запечатлены обычно все этапы россыпеобразования — от миоцена до голоцена. В отдельных случаях в них присутствуют продуктивные горизонты, возраст которых соответ-

ствуется периодам общего затухания россыпеобразования в регионе. Как правило, эти россыпи представляют полигенные образования, в которых наряду с констративным аллювием принимают участие оловоносные коры выветривания, склоновые образования и даже прибрежно-морские осадки. Типичные представители характеризуемой группы россыпей — Чокурдахская и Тенкели на Приморской равнине в северо-восточной Якутии. К тому же типу относится россыпь руч. Кислый в Селенняхской рифтовой впадине. Непременной особенностью их формирования является наличие условий для постоянного обновления экспозиции коренного источника, с одной стороны, и захоронения ранее сформированных частей россыпи — с другой.

В отличие от перечисленных выше групп россыпей аккумулятивных равнин, связанных, как мы подчеркивали, с подстилающим денудационным рельефом, россыпеобразование в зонах тектонических уступов происходит синхронно с формированием самого комплекса слагающих равнину рыхлых осадков. В связи с этим нам представляется возможным рассматривать россыпи тектонических уступов как своеобразный морфогенетический тип погребенных оловянных россыпей, возникающих в условиях прогибания территории и сингенетичных формированию мощных сложнопостроенных аккумулятивных толщ.

Оловоносные россыпи эпох аккумуляции изучены недостаточно. Помимо россыпей тектонических уступов они представлены также описанными в литературе образованиями типа «ментьянг» (минтьянг) в Индонезии (Жилинский, 1965; Osberger, 1965), состоящими из разобращенных расположенных ярусами невыдержанных пластов и струй, приуроченных к границам размыва в толще трансгрессивно построенных аллювиальных и прибрежно-морских серий. Промышленная ценность их, как следует из имеющихся описаний, невелика. Аналоги этих образований отмечены также в Чокурдахском оловоносном узле, на Приморской равнине в Якутии. Мы считаем возможным отнести к ним всячий пласт, вскрытый на глубинах нескольких десятков метров в устье р. Хаарстан-Юрге, приуроченный, по-видимому, к лагунно-дельтовому осадкам куччугуйской свиты. Образованные за счет перемыва россыпей ближнего сноса, связанных с подстилающим денудационным рельефом, эти концентрации имеют вторичный характер (фиг. 3, тип 6). Распределение их в разрезе аккумулятивных равнин контролируется положением границ размыва и распространением благоприятных для накопления тонкого и мелкого касситерита комплексов осадков, представленных хорошо сортированными песчаными пачками — фаций пляжа, береговых отмелей и подводного склона (Ульст, 1971). В образовании этих концентраций, промышленная ценность которых, как правило, мала, участвуют экспериментальные данные (Колесов и др., 1974), касситерит фракций менее 0,5—0,25 мм, составляющих лишь малую долю в россыпях ближнего сноса.

Таким образом, среди известных в настоящее время погребенных россыпей аккумулятивных равнин можно выделить две группы. К первой группе, наиболее обширной и лучше изученной, относятся россыпи, связанные с погребенным денудационным рельефом. По отношению к ним комплекс осадков, слагающих аккумулятивные равнины, является наложенным. Он не влияет на условия формирования и морфологические особенности россыпей (см. фиг. 1), но определяет специфику их поисков и эксплуатации.

Вторая группа — это россыпи собственно аккумулятивных равнин, формирование которых связано с накоплением трансгрессивной серии осадков, а распределение концентраций контролируется особенностями внутреннего строения аккумулятивной толщи. Кроме россыпей тектонических уступов, являющихся переходными от россыпи I группы, источником россыпей II группы, по-видимому, являются промежуточные кол-

лекторы, в роли которых выступают ранее сформированные концентрации в погребенных россыпях. В этой группе несомненную промышленную ценность представляют россыпи тектонических уступов.

Нетрудно видеть, что поисковые критерии для выделенных россыпей (см. фиг. 3) существенно различны. При поисках и оценке россыпей первой группы основными задачами исследования являются реконструкция погребенного денудационного рельефа с выявлением особенностей строения и конфигураций долинной сети, ее взаимоотношения с рудоносными структурами и оловорудными проявлениями, оценка денудационно-эрозийного среза погребенных коренных источников. Для прогнозирования этих россыпей первостепенную роль играют изучение характера мобилизации полезного компонента, обусловленного формационными и морфологическими особенностями рудных источников.

Основой прогнозирования погребенных россыпей собственно аккумулятивных равнин должен служить формационный анализ, в наиболее полном виде разработанный и сформулированный для поисков россыпей титана и циркония (Момджи, 1960; Блинов, 1977; Россыпные месторождения титана СССР, 1976). Этот анализ должен базироваться на детальных литолого-фациальных исследованиях, направленных на выделение возможных продуктивных формаций и фаций осадков (пляжей, лагун, подводного склона), определение их положения в стратиграфическом разрезе и составление палеогеографических схем с указанием фациальной обстановки осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд Н. Н., Белоусов В. Д., Шекин Б. В. Морфогенетические типы оловоносных россыпей Забайкалья и их промышленное значение.— В сб.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. Мин. сырье, вып. 24. М., Изд-во ВИМС, 1975.
- Арманд Н. Н., Белоусов В. Д., Быховский Л. З., Патык-Кара Н. Г., Спорыхина Л. В. Закономерности формирования и критерии поисков погребенных россыпей олова.— В кн.: Погребенные россыпи. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Блинов В. А. Формационный метод — основа научного прогнозирования древних россыпных месторождений титана.— В кн.: Погребенные россыпи. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Бородянский А. Ш., Миллер В. Г. Многослойные россыпи третичного возраста в Куларском золотоносном районе (Якутская АССР).— Сов. геология, 1969, № 4.
- Воскресенский С. С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.— В сб.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968.
- Воскресенский С. С., Костомаха В. А. История развития рельефа и формирования долинной сети.— В кн.: Геоморфология Амурской равнины и низкоргорья Малого Хингана, ч. I. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Гурвич С. И., Спорыхина Л. В. Геологические особенности оловоносных россыпей Пычканайской зоны (Центральная Чукотка).— В сб.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. Мин. сырье, вып. 24. М., Изд-во ВИМС, 1975.
- Жилинский Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки.— В сб.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.
- Казакевич Ю. П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М., «Недра», 1972.
- Крамчанин А. Ф. Перспективы поисков россыпей в палеогеновых и неогеновых отложениях юго-западного Приморья.— В сб.: Металлогеническая специализация вулканогенных поясов и вулканогенно-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971.
- Колесов С. В., Сакс С. Е., Смолдырев А. Е. О миграционной способности касситерита.— Докл. АН СССР, т. 219, № 3, 1974.
- Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. IV. Россыпи. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Мурзаева В. Э. Палеогеография древних долин Верхнего Приамурья.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Патык-Кара Н. Г. Виды и особенности зональности оловянных россыпей.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.

- Патык-Кара Н. Г.* Условия формирования и возраст оловоносных долин Приморской низменности.— В сб.: Географические проблемы изучения и освоения Севера. М., Изд-во МГУ, 1977.
- Патык-Кара Н. Г., Билибин И. Н., Быховский Л. Э., Гришин М. А., Гурвич С. И.* Кайнозойское осадконакопление и условия формирования оловоносных россыпей хребта Полоусного.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Патык-Кара Н. Г., Никонов А. И., Плахт И. Р.* Основные черты строения многоярусных оловянных россыпей тектонических уступов.— Сов. геол., 1976, № 8.
- Россыпные месторождения титана СССР. Под редакцией Г. С. Момджи и В. А. Блинова. М., «Недра», 1976.
- Рыжов Б. В.* К вопросу о геоморфологии и строении четвертичного покрова верховьев эрозионной сети Шилкинско-Аргунского междуречья в связи с условиями залегания касситеритовых россыпей.— Матер. Всес. совещ. по изучению четвертичного периода, т. 3. М., 1961.
- Тараканов Л. В.* Равнинные россыпи — новый генетический и промышленный тип месторождений олова и золота.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5.
- Трушков Ю. Н.* Типы и особенности оловянно-вольфрамовых россыпей Северо-Востока СССР.— В кн.: Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964.
- Ульст В. Г.* Фациальные типы россыпей прибрежной части шельфа.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1971.
- Четвертое Всесоюзное совещание по геологии россыпей. Тез. докладов. Киев, 1973.
- Osberger R.* Über die Linnseiten Indonesiens und ihre genetische Gliederung.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1965 (1968), v. 117, N 2—3.

Московский государственный
университет,
ВИМС,
Москва

Дата поступления
20.XII.1976

УДК 553.611.3(479.2)

ПАЛЫГОРСКИТСОДЕРЖАЩИЕ ТУФОГЕННЫЕ ГЛИНЫ ЗАКАВКАЗЬЯ

**А. А. ОЗОЛ, В. В. ВЛАСОВ, А. Н. КОВЯЗИН, Б. Д. КОЛЕВАТОВ,
Н. А. КОРШУНОВ, М. К. МУХУТДИНОВА**

Описываются пластовые палыгорскитсодержащие глины, выявленные в неогеновых отложениях Среднеараксинской депрессии в Закавказье. Обсуждается их вулканогенно-осадочное происхождение.

Палыгорскит относится к группе водных алюмомагниевого слоистоленточных силикатов, в которых алюминий и магний находятся примерно в равных количествах. Эти особенности кристаллической структуры и химического состава отличают его от других глинистых минералов.

Пласты палыгорскитовых глин встречаются как в морских, так и в озерных толщах аридных зон (Страхов, 1962; Ратеев, 1964; Милло, 1968) в ассоциации с кремнями, известняками и доломитами, нередко с гипсом, а в морских отложениях — также с фосфатами. Накоплению палыгорскита способствует стабильное состояние континентов, когда на них развивается латеритное выветривание, а в прилегающих к ним бассейнах преобладает хемогенная седиментация, происходящая в условиях щелочной среды (Миллы, 1968). В последние годы пласты палыгорскитовых глин обнаружены в глубоководных осадках Атлантического океана. Их образование там связано с подводным разложением щелочно-базальтоидной гиадокластике в условиях синхронного поступления термальных вод, обогащенных магнием (Ломова, 1975, 2; Коссовская и др., 1975). Это обстоятельство стимулировало проведение поисков палыгорскита и в вулканогенно-обломочных формациях¹, развитых на континентах. С этой целью было выполнено обследование верхней части разреза неогеновых отложений Среднеараксинской депрессии в Закавказье.

В обрамлении названной депрессии широко распространены вулканические породы плиоценового возраста, представленные андезитами, а также андезито-базальтами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами, липаритами и их туфами. В пределах самой депрессии, в районе поселков Карабагляр и Садарак, авторами обнаружены вулканические пеплы. В районе пос. Карабагляр они перекрыты нижнечетвертичными конгломератами и залегают на миоценовых гипсоносных песчано-глинистых отложениях, в районе пос. Садарак — на денудированной поверхности палеозойских пород. Представляют собой продукты эксплозивной деятельности плиоценовых вулканов, отложившиеся на суше.

Пеплы состоят в основном из остроугольных обломков совершенно бесцветного и прозрачного стекла с показателем преломления 1,507.

¹ Согласно классификации И. В. Хворовой (1965).

Место отбора образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
В 2 км к востоку от пос. Карабагляр	68,74	0,30	13,32	0,86	0,79
То же	68,68	0,30	12,86	0,60	0,97
В 6 км к юго-востоку от пос. Садарак	68,56	0,40	14,07	1,47	1,18
То же	68,71	0,33	13,40	1,30	0,88
В 2 км к северо-западу от пос. Сада- рак	68,27	0,37	14,10	1,98	0,81
То же	66,87	0,40	15,18	2,20	1,42
»	69,26	0,29	13,03	0,79	0,86
»	69,66	0,30	13,90	1,08	0,80

В районе пос. Карабагляр пеплы тонкие, с размером частиц не более десятых долей миллиметра. Они содержат очень малое количество обломков кристаллов кварца, пироксенов и рудных минералов. В районе пос. Садарак размер пепловых частиц варьирует в широких пределах, достигая иногда 0,5 см и более. Наряду с бесцветными и прозрачными встречаются обломки бурого стекла с тем же (1,507) и еще более низким (1,500) показателями преломления, содержащие обильные газожидкие включения. В пеплах содержатся обломки липаритов, уже затронутые процессами раскристаллизации, довольно значительное количество кристаллов кварца, пироксенов, а также полевых шпатов и рудных минералов. Судя по показателям преломления ($N=1,507$) и данным химического анализа (табл. 1), пеплы имеют липарито-дацитовый состав.

С юга и севера депрессия ограничена Приараксинским и Северо-Нахичеванским глубинными разломами. Первый из них вместе с Главным Анатолийским в плиоцене функционировал в качестве единого трансформного разлома (Dewey et al., 1973), и поэтому оба они были близки по геохимической специализации. Трансформный разлом прослеживается на значительной территории по выходам серпентинизированных ультрабазитов. В Приараксинской зоне он перекрыт чехлом неоген-четвертичных образований.

Широкое развитие в зоне трансформного разлома серпентинитовых тел не могло не отразиться на составе гидротермальных растворов, связанных с этим разломом. Как известно, циркулирующие в приразломных зонах углекислые растворы, выщелачивают из серпентинитов магний вместе с бором, в результате чего содержание в водах этих элементов заметно возрастает (Барнс, 1973). Магний затем отлагается либо на путях движения растворов с образованием магнезитовых жил или линз неправильной формы (Bialek, 1974), распространённых, в частности, на Анатолийском плато в пределах борнорудной провинции Эскешихир-Кютахья, либо при поступлении в озерные бассейны с образованием хунтит-гидромагнезит-магнезитовых желваковых руд (Wetzelstein, 1975). Такие растворы, очевидно, играют немаловажную роль как источник магния и при кристаллизации в подобных бассейнах Mg-содержащих силикатов.

Таким образом, в пределах Среднеараксинской депрессии в плиоцене возникли условия, благоприятные для образования в бассейнах седиментации палыгорскитсодержащих глин: из областей развития плиоценового вулканизма туда приносились вулканические пеплы липарито-дацитового состава и одновременно с этим по глубинным разломам, вероятно, разгружались гидротермальные растворы, обогащенные магнием. Опробование верхней части разреза миоцен-плиоценовых от-

нических пеплов, вес. %

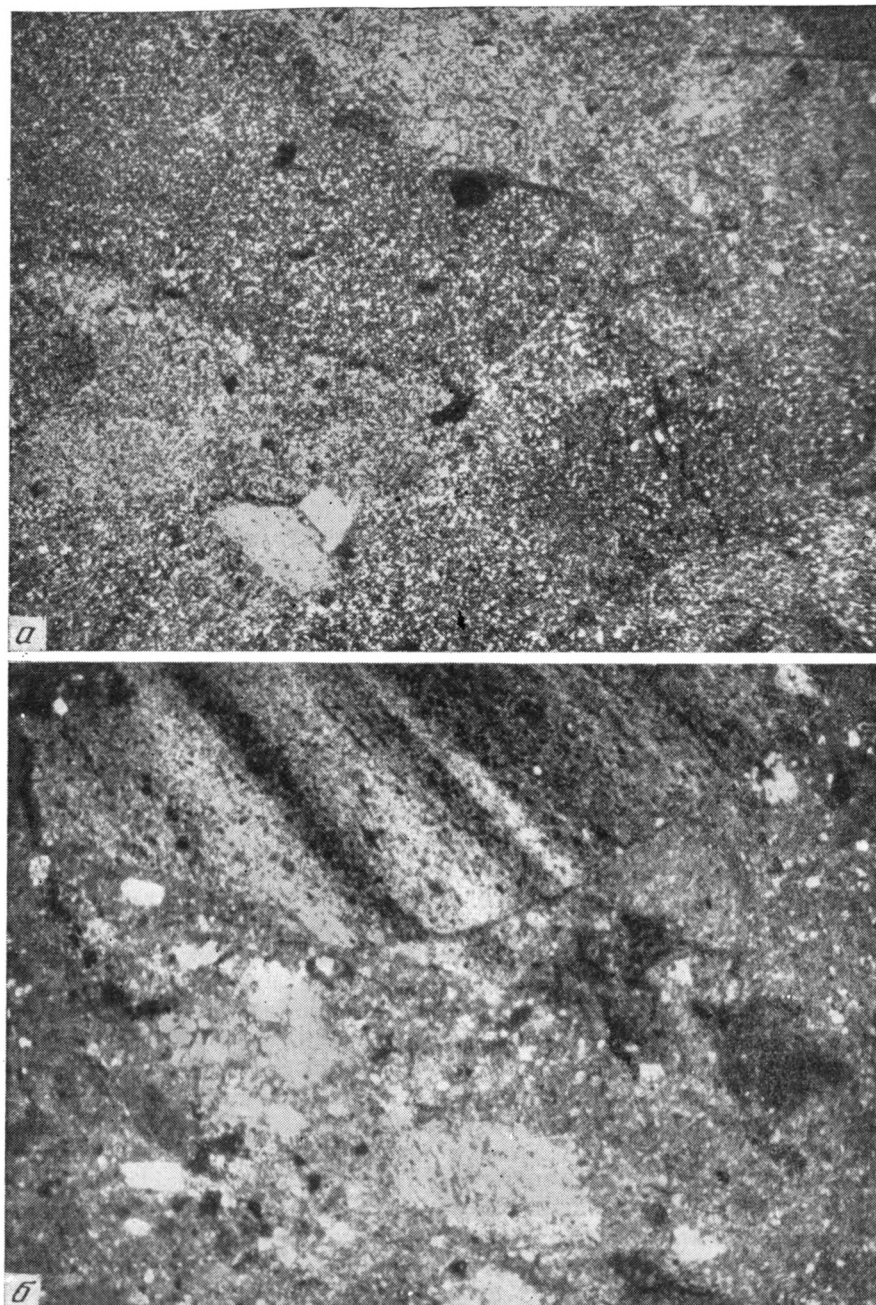
CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
2,64	1,00	0,04	3,90	2,89	0,34	5,42	99,90
3,06	0,70	0,05	4,20	2,77	0,48	5,86	100,05
2,22	0,70	0,06	4,65	2,64	0,21	3,69	99,64
3,10	0,90	0,05	4,46	2,80	0,21	4,30	100,23
3,06	1,00	0,06	4,65	2,58	0,18	3,22	100,10
3,00	1,10	0,08	4,60	2,16	0,23	2,90	99,91
3,10	0,50	0,05	4,30	3,00	0,23	4,89	100,07
2,36	0,60	0,07	4,65	2,77	0,20	3,61	99,80

ложений (как по естественным отложениям, так и по керну скважин) показало, что условия, необходимые для накопления палыгорскитсодержащих глин, оказались реализованными.

В районе между пос. Карабагляр и устьем р. Арпа было выявлено два линзообразных пласта глин, разделенных слоем грубообломочного материала. Мощность верхнего пласта увеличивается от 6 м (около пос. Карабагляр) до 32 м (в 12 км к западу), а затем снова уменьшается до 8 м (в 4 км к западу). Мощность нижнего пласта возрастает в западном направлении, достигая 28 м (в 16 км западнее пос. Карабагляр). Описываемые глины, как и вулканические пеплы, на большей части площади своего развития перекрыты нижнечетвертными конгломератами. В обоих пластах глин встречаются прослои, имеющие обломочную структуру и напоминающие по внешнему виду литокристаллокластические туфы. Они сложены обломками различного размера и цвета, плотные, пластичные. Под микроскопом часто отмечается реликтивно-туфовая (пепловая) структура: обломки ориентированы субпараллельно и имеют форму частиц типа «фьямме» (фиг. 1, а). Обломки другого типа остроугольные и призматические. Последние иногда сохраняют следы двойникового и зонального строения плагиоклазов (фиг. 1, б). Все обломки замещены параллельно-чешуйчатым агрегатом глинистых минералов, равномерно пронизанных пелитоморфно-тонкозернистым карбонатом. Вмещающая обломки масса карбонатно-глинистая. Характер раскристаллизации в ней менее выражен, а глинистые частицы разноориентированы. Они также пронизаны карбонатами. В случае обилия обломочного материала микрослоистая текстура выражена более отчетливо. Обломки представлены сохранившимися зернами кварца, рудного, возможно, полевых шпатов. Темноцветные минералы карбонатизированы, замещены хлоритом и рудным.

Согласно рентгеноструктурному анализу (фиг. 2), в составе верхнего пласта среди глинистых минералов преобладают палыгорскит и монтмориллонит, находящиеся примерно в равных количествах. Кроме того, присутствуют смешанослойные, хлорит, а также небольшая примесь гидрослюда. В верхней части пласта доминирующую роль играет палыгорскит в ассоциации со смешанослойными и хлоритом, в нижней его части существенно возрастает роль монтмориллонита. В составе нижнего пласта присутствуют приблизительно в одинаковых количествах смешанослойные, монтмориллонит, палыгорскит и хлорит, отмечается также гидрослюда.

Под электронным микроскопом (фиг. 3) наблюдаются средне- и высокодисперсные (с преобладанием последних) глинистые частицы, представленные иголочками или волокнами палыгорскита, ассоциирующими с хлопьевидным монтмориллонитом.



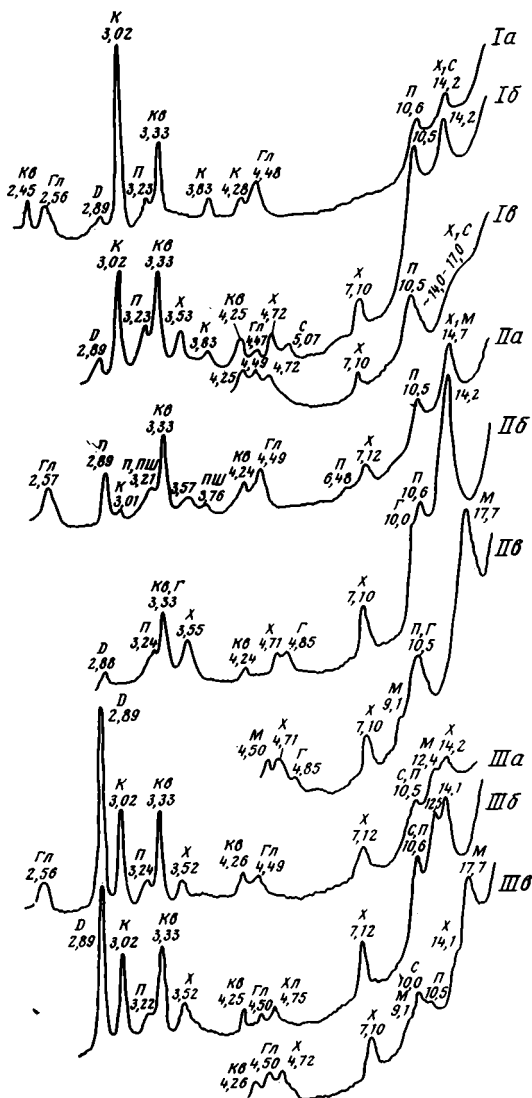
Фиг. 1. Реликтово-туфовая структура палыгорскитсодержащих глин
 а — обломки, напоминающие по форме частицы типа «фьямме», б — один из обломков, сохраняющий следы двойникового строения, с анализатором, $\times 40$

В глинах отмечается присутствие кремнезема в виде опала, распределенного между глинистыми частицами, а также халцедона и кремня, выполняющих пористое пространство. По краям зерен, сложенных этими минералами, иногда наблюдаются скопления рудных минералов. Карбонатизация зачастую очень интенсивна, причем зерна карбонатов имеют различный размер, а хорошо образованные кристаллы отсут-

вуют или наблюдаются в единичных случаях — лишь в полностью измененных разностях туфов. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, а также анкеритом. В верхнем пласте кальцит несколько преобладает в его верхней части, а доломит — в нижней. В нижнем пласте эти минералы присутствуют в сопоставимых количествах. В отличие от подстилающих песчано-глинистых гипсоносных отложений для обоих

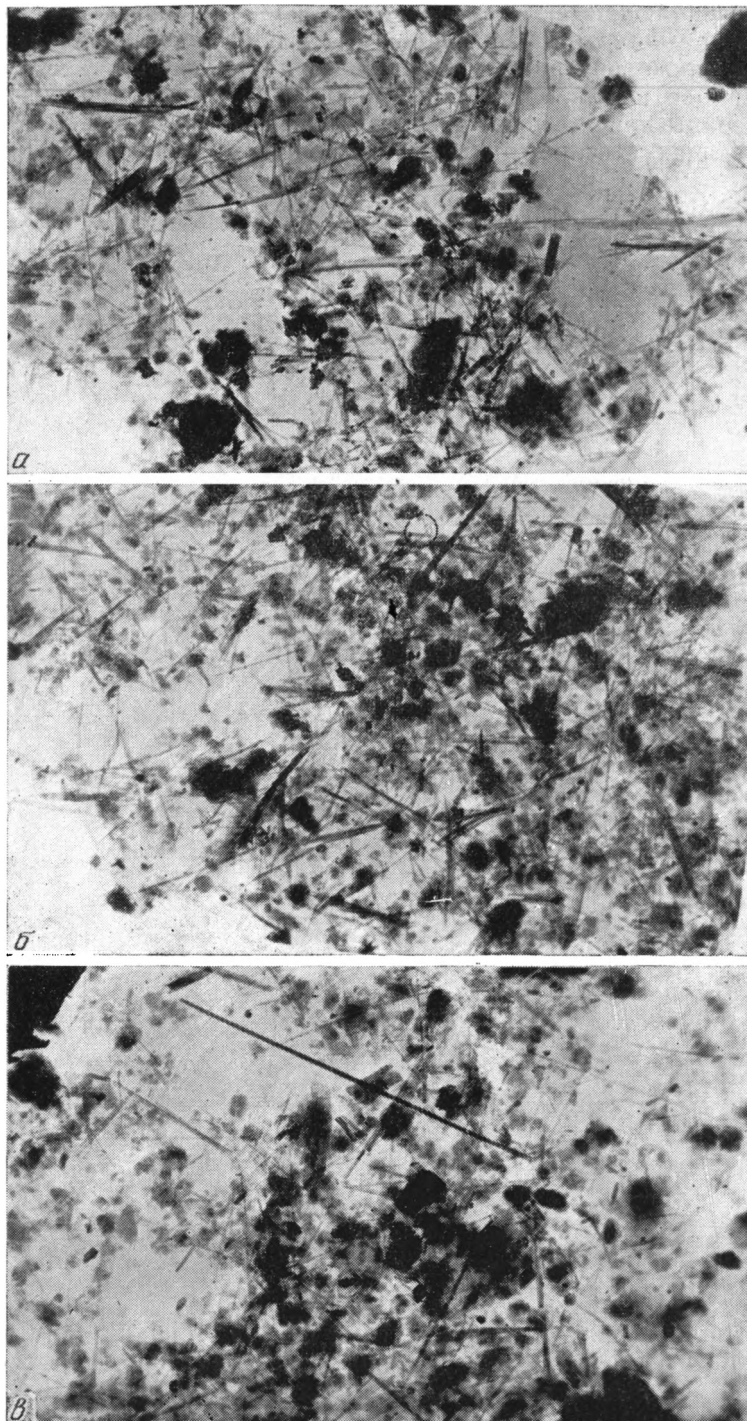
Фиг. 2. Дифрактограммы образцов палыгорскитсодержащих глин

I — из верхней части верхнего пласта; II — из нижней части верхнего пласта; III — из нижнего пласта (а — валовой неориентированный препарат, б — ориентированный воздушно-сухой, в — ориентированный, насыщенный глицерином); П — палыгорскит, М — монтмориллонит, С — смешанослойный минерал, Х — хлорит, Г — гидрослюда, Гл — пик, общий для глинистых минералов, Кв — кварц, К — кальцит, Д — доломит, ПШ — полевошпат; прибор ДРОН-1,5; Си-излучение, Ni-фильтр



пластов палыгорскитсодержащих глин ни гипс, ни ангидрит не характерны. Последний был встречен лишь в зоне брекчированных и перемежаемых пород, вскрытых скважиной в 16 км к западу от пос. Карабагляр, где он в ассоциации с кварцем и кальцитом образует небольшие прожилки или гнезда. В этих же породах встречаются сульфиды железа, причем в гипсоносных отложениях они, как правило, образуют прожилки, тогда как в залегающих выше палыгорскитсодержащих глинах обычны их примазки по слоистости.

В верхней части разреза подстилающих гипсоносных отложений в отдельных прослоях также отмечается присутствие палыгорскита, хотя и в меньших количествах. Небезынтересно отметить, что в этой же ча-



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки палыгорскитсодержащих глин
а — из верхней части верхнего пласта; *б* — из нижней части верхнего пласта; *в* — из нижнего пласта; $\times 12\,000$

Таблица 2

Химический состав палыгорскитсодержащих глин, вскрытых скважинами, вес. %

Местоположение скважины	Пласт	Глубина, м	Компоненты												Сумма
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	
Около пос. Карабагляр	Верхний	40	41,83	0,52	11,27	5,73	1,07	9,73	9,57	0,20	0,53	2,80	6,00	16,09	99,89
То же	»	46	35,45	0,42	9,41	4,73	0,98	13,28	11,04	0,16	0,45	2,34	5,18	21,45	99,91
»	»	54	37,15	0,47	9,60	2,80	2,35	10,25	12,82	0,10	0,52	2,14	5,52	15,88	98,69
В 8 км к западу от пос. Карабагляр	»	48	52,14	0,63	13,98	4,25	2,84	2,79	9,44	0,06	0,83	3,45	6,64	8,58	99,59
То же	»	54	37,70	0,59	10,07	4,67	0,98	16,61	6,53	0,09	0,52	2,05	5,43	19,35	99,70
»	»	80	41,48	0,64	11,60	3,87	2,60	12,23	7,20	0,13	0,60	3,72	3,71	14,48	99,03
В 12 км к западу от пос. Карабагляр	»	90	41,78	0,62	11,12	4,01	3,07	11,44	7,87	0,14	0,56	3,30	4,20	14,04	100,04
То же	»	93	43,49	0,61	11,93	4,21	2,69	10,14	7,75	0,15	0,49	3,80	4,21	14,16	99,86
»	»	96	38,86	0,52	10,66	4,89	0,89	15,30	6,76	0,11	0,90	2,14	6,56	17,99	99,05
»	»	98	41,54	0,54	10,79	5,26	1,16	13,32	7,02	Сл.	0,92	2,26	6,86	16,42	99,31
В 16 км к западу от пос. Карабагляр	»	104	41,27	0,61	12,26	3,07	3,68	10,63	8,13	0,15	1,57	3,68	5,30	14,22	99,44
То же	»	106	41,34	0,62	11,94	3,64	3,38	11,26	7,69	0,16	1,63	3,74	5,36	13,98	99,50
»	Нижний	110	35,34	0,49	10,79	1,94	2,92	16,48	6,50	0,28	1,70	2,94	5,57	17,05	99,50
»	»	112	38,36	0,50	9,46	2,89	2,76	13,20	9,10	0,20	1,62	2,63	6,15	17,93	99,15
»	»	116	36,87	0,42	9,92	3,32	2,67	12,38	9,71	0,32	1,78	2,70	6,54	17,79	99,43
»	»	120	41,30	0,55	9,98	6,00	3,16	7,85	8,74	0,25	1,94	2,99	7,26	12,13	98,55
»	»	123	36,56	0,50	9,97	4,57	2,78	11,14	9,70	0,28	1,61	2,80	4,67	17,49	99,29
»	»	127	40,74	0,56	10,83	3,66	3,23	10,42	9,09	0,15	2,01	2,98	4,58	15,47	99,59
»	»	130	38,57	0,50	9,99	3,59	2,58	12,64	9,45	0,15	2,03	2,38	5,31	16,25	99,11
»	»	132	39,03	0,55	11,27	3,98	2,96	10,44	9,06	0,16	2,06	3,05	5,04	15,36	98,81

сти разреза среди ожелезненных песчаников довольно широко распространены конкреции фосфорита округлой или овальной формы размером до 2—3 см в поперечнике.

По сравнению с вулканическими пеплами описываемые глины характеризуются (табл. 2) более низким содержанием SiO_2 , почти таким же — Al_2O_3 , и резко повышенным — MgO , что свидетельствует о выносе значительного количества кремнезема и привносе магния. Отношение Al к Mg в преобладающей части отобранных проб близко к единице. Глины характеризуются повышенной карбонатностью, причем в верхнем пласте, особенно в его центральной части, отмечается большее содержание карбонатного материала, чем в нижнем пласте, у которого вскрыта периферийная часть. Нижний пласт отличается также несколько повышенным содержанием натрия.

Синхронность вулканических пеплов и палыгорскитсодержащих глин, присутствие в составе последних прослоев измененного туфогенного материала, наличие реликтов пепловых структур, как и распространение этих глин вблизи от глубинных разломов — все это свидетельствует об их вулканогенно-осадочном генезисе. Все основные компоненты, слагающие палыгорскитсодержащие глины, поставлялись с продуктами вулканической деятельности. Алюминий высвобождался при разложении вулканического пепла. Магний привносился в составе гидротермальных растворов. Щелочная обстановка, необходимая для хемогенной кристаллизации палыгорскита, возникала под воздействием этих же факторов.

Основная масса алюминия и магния расходовалась в бассейне седиментации на образование палыгорскита и других глинистых минералов. Избыток кремнезема частично осаждался с глинами в виде опала, халцедона и кремня, частично выносился. Карбонатакопление шло главным образом по линии хемогенной садки известняка и доломита, а на заключительном этапе, в период интенсивной кристаллизации палыгорскита, в основном по линии садки известняка.

Нельзя не отметить, что подобные глины, известные как сукновальные, весьма характерны для турецких месторождений вулканогенно-осадочных боратов. Вопреки широко распространенному представлению о существенно монтмориллонитовом составе сукновальных глин типа «кил», развитых, в частности, в районе Килик (севернее Михалычика) на западе борнорудной провинции Эскешихир-Кютахья, в результате минералогических исследований, выполненных в последние годы (Echle, 1974), было установлено, что это не так. Главными компонентами этих глин оказались магниевые силикаты (сепиолиты), содержащие до 2,5% выщелачиваемых солей натрия (троны и термонариты). В озерных отложениях подобного состава залежи боратов приурочены к центральным частям площади их развития. В свете этого в пределах Среднеараксинской депрессии наибольший интерес представляют центральные или тупиковые части палеобассейнов с туфогенно-палыгорскитовой седиментацией, тяготеющие к руслу р. Аракс, где, судя по электрокаротажным данным, глины переходят в эвапориты.

Выявленные в среднеараксинской депрессии палыгорскитсодержащие туфогенные глины, являясь потенциально бороносными, вместе с тем представляют самостоятельный интерес как ценное минеральное сырье. Как показали лабораторные исследования, приготовленные из этих глин растворы обладают хорошими технологическими качествами.

Перед проведением лабораторных испытаний приготовленные 16%-ные глинистые растворы для более полной гидратации глинистых частиц выдерживались более суток. Для лучшего диспергирования глины добавлялось 0,5% Na_2CO_3 . Для снижения фильтрации в раствор добавлялось 0,2% (массовых) карбоксиметилцеллюлозы марки КМЦ-600. Солестойкость глинистых растворов испытывалась добавлением высо-

Результаты исследования глинистых растворов

Тип раствора	Плотность, г/см ³	Условная вязкость по ВП-5, сек	Предельное статисти- ческое напряжение сдвига через		Водоотдача по ВМ-6 за 30 мин, мл	Толщина корки, мм
			1 мин	10 мин		
Глинистый раствор	1,11	21	0,4	6,0	7	0,5
То же	1,11	21	0,4	1,2	7	0,5
Глинистый раствор с добав- лением ПДВ	1,11	20	14	29	10	0,5
То же	1,11	21	0,8	40	9	0,5

Примечание. Проба 1 — верхний, 2 — нижний пласт.

коминерализованной пластовой девонской водой (ПДВ), общее содержание солей в которой составляет 273 г/л (или 23%), плотность 1,19 г/см³, содержание ионов Cl⁻ 171 г/л, Ca²⁺ 24, Mg²⁺ 64, Na⁺+K⁺ — 71 г/л и pH 3,5. ПДВ добавлялась в количестве 5% объемных. Замеры полученных параметров производились стандартными приборами при комнатной температуре (20° С).

Как видно из табл. 3, 16%-ная суспензия палыгорскитсодержащих глин имеет хорошие тиксотропные свойства и фильтрационные параметры. При добавлении в нее высокоминерализованной девонской воды увеличение водоотдачи происходит в допустимых пределах (≤ 10 см³), а все остальные параметры сохраняют стабильные значения. Это свидетельствует о возможности эффективного использования этих глин в нефтяном бурении для приготовления солеустойчивых глинистых растворов.

Хорошие технологические свойства палыгорскитсодержащих глин вулканогенно-осадочного генезиса позволяют рекомендовать проведение поисковых работ на этот ценный вид сырья на площадях развития не только аридных терригенно-карбонатных и карбонатных, но и вулканогенно-осадочных формаций. В качестве первоочередного объекта для постановки таких работ в пределах Среднеараксинской депрессии предлагаются районы к югу и западу от поселков Карабагляр и Садарак.

ЛИТЕРАТУРА

- Барнс И. Образование кремнисто-карбонатных пород (листвинитов) из серпентинитов в Калифорнии, США.— В сб.: 1 Международный геохимический конгресс, т. 2. М., «Наука», 1973.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Ломова О. С., Серебrenникова Н. Д. Минералогия и геохимия мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер». — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Ломова О. С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики (материалы рейсов 2, 14 «Гломар Челленджер»). — В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 112.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В сб.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Bialek F., Machalica A., Palubicki P. Geologizno-technologiczno ocena niektorych obszarow zlozowych magnezytow w Turcji. — Prz. geol. 1974, 22, № 4.
- Dewey J., Pitman W., Ryan W. Plate Tectonics and the evolution of the Alpine System. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 10.
- Echle W. Zur Mineralogische und Petrogenese jungtertiärer tuffitischer Sedimente im Neogen-Becken nördlich Mihalıcık (Westanatolien, Türkei). — Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1974, 12, № 1.
- Wetzelstein W. Limnische Huntit-Hydromagnesit-Magnesit-Lagerstätten in Macedonien Nordgriechenland. — Miner. deposita, 1975, 10, № 2.
- ВНИИ Геолнатур,
Казань

Дата поступления
15.VIII.1977

УДК 552.313.8 : 551.77 (571.66)

О ВУЛКАНОГЕННЫХ МОЛАССАХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ КАМЧАТКИ

Т. С. КРАЕВАЯ, Е. Г. ЛУПИКИНА, Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

В статье на примере континентальной части разреза вулканогенно-осадочной угленосной толщи хр. Тумрок и континентального полигенетического комплекса четвертичных образований Центральной Камчатской депрессии рассматриваются особенности верхнекайнозойских вулканогенных моласс Камчатки: состав, структуры и текстуры слагающих их туффигов, туфов и пород смешанного состава, вопросы генезиса молассовых отложений и их цикличности. Основную часть объема континентальной вулканогенной молассы слагают флювиальные или флювиогляциальные отложения наземных дельт с подчиненной ролью среди них пирокластических образований (отложений пеплопадов). Дается определение понятия вулканогенной молассы, отличное от понимания В. К. Ротмана, вошедшего в новое издание «Геологического словаря».

В кайнозое Камчатки известно несколько этапов горообразования, сопровождавшихся накоплением моласс. Начиная с периода стабилизации суши в конце миоцена (Геология СССР, т. XXXI, 1964; Камчатка, ..., 1974), роль наземного осадконакопления в пределах этого региона становится достаточно весомой, широкое развитие получают континентальные отложения. Возрастают и масштабы наземного вулканизма, начало которого относится к эоцену. Ко времени становления основных морфоструктур полуострова (в плиоцене) приурочена весьма интенсивная вулканическая деятельность. В эту эпоху оформляются аккумулятивные вулканические хребты. В сопряженных с ними межгорных депрессиях, в некоторых случаях сообщавшихся с морем, происходило накопление мелководно-морских и континентальных отложений. В этом комплексе вулканико-морских образований перемежаются со смешанными осадками весьма широкого спектра, сформировавшиеся за счет привноса пирокластиков, синхронной осадконакоплению. Среди них распространены породы различного гранулометрического состава — от туфоконгломератов до туфоаргиллитов, туффиты (от галечных до глинистых), туфы с различным содержанием терригенного материала. Этапы повышенной вулканической активности фиксируются в толщах четко обособленными, выдержанными по простиранию прослоями вулканических пеплов.

Вулканогенно-терригенные, иногда угленосные, прибрежно-морские и континентальные молассоидные образования миоцена и плиоцена известны в целом ряде районов Камчатки: Ильпинском, Оссорском, в Паропольском доле, в бассейнах рек Шаманки, Пустой, Еловки; в хребтах Срединном, Козыревско-Быстринском и Тумроке (Шанцер и др., 1966; Челебаева, 1971; Камчатка, ..., 1974).

Молассы, формирование которых протекало под воздействием вулканических процессов, накапливались на Камчатке также в течение всего антропогена вплоть до настоящего времени. Наиболее крупной

современной межгорной депрессией, в пределах которой в наземных условиях по сей день происходит накопление молассы, является Центральная Камчатская депрессия. Это одна из основных современных морфоструктур полуострова, заложенная в миоцене. Центральная межгорная депрессия является бассейном седиментации по отношению к двум крупным областям сноса — Срединному и Восточному хребтам.

Изучению кайнозойских моласс, включая наземные дельты, с формированием которых теснейшим образом связано накопление молассовых толщ, отечественными исследователями уделялось немало внимания (Попов, 1954, 1956; Курдюков, 1954; Гриднев, 1971; Елисеев, 1964, и др.). Эти публикации посвящены Средней Азии. Что же касается вулканических областей, то об особенностях моласс в их пределах известно весьма немного. Впервые внимание к этому вопросу привлек В. К. Ротман (1963), который ввел в литературу термин «вулканогенная моласса». Последняя была выделена им при изучении верхнекайнозойских эффузивно-пирокластических толщ в Срединном хребте Камчатки. Поскольку в ходе существенно эксплозивной вулканической деятельности большое развитие получают лахаровые конгломерато-брекчии, слагающие наряду с лавами и туфами периферические части вулканических построек, все эти толщи были трактованы им как «лахаровая формация» (Ротман, 1960), затем переименованная им же в «вулканогенную молассу» (Ротман, 1963). К сожалению, В. К. Ротман не ограничил четко объем данного понятия, неопределенно преувеличив роль лахаров в формировании вулканогенно-осадочных толщ, накапливающихся за пределами вулканического хребта. Лахары он рассматривал как один из основных экзогенных агентов, переотлагающих ювенильный материал на предгорных равнинах, не учитывая, что они являются в то же время фактором аккумуляции по отношению к периферическим частям вулканических сооружений.

В связи с указанными неточностями трактовки В. К. Ротманом генезиса верхнекайнозойских вулканогенных толщ Камчатки в вулканогенные молассы могут быть ошибочно включены и собственно тела вулканов. Определение «вулканогенной молассы», приведенное со ссылкой на В. К. Ротмана в новом издании «Геологического словаря» (1973) также страдает расплывчатостью — к вулканогенной молассе отнесены главным образом «различные вулканические брекчии, среди которых преобладают лахаровые» (т. 1, стр. 478). Во втором томе этого словаря, в статье «Формация вулканогенно-молассовая», допущена неверная формулировка, согласно которой процесс извержения ювенильного материала агломератовыми потоками приравнивается к деятельности экзогенных агентов, разрушающих вулканические постройки наряду с лахарами и т. д.

По нашим представлениям, к вулканогенной молассе следует относить прежде всего собственно вулканогенно-осадочные образования, представленные сочетанием различных типов смешанных пород, насыщенных прослоями вулканических пеплов и формирующихся на аллювиальной или прибрежно-морской равнине у подножия вулканического хребта, либо в пределах межгорной депрессии. Лахаровые образования среди них не встречаются. По латерали такие вулканогенно-осадочные породы переходят в эффузивно-пирокластические толщи вулканогенных комплексов¹. Этот переход выражается в появлении в разрезе аллювиальных, озерных и морских пород вулканогенной молассы прослоев литокристаллокластических и агломератовых туфов, лахаровых конгломерато-брекчий, туфоконгломератов «сухих» рек, лавовых потоков, маломощных залежей игнимбритов и т. п. Породы переходной зоны мы

¹ Подобные переходы возможны и по вертикали, примером тому является разрез плиоценовой вулканогенной молассы хр. Тумрок в истоках р. Левого Щапины.

также относим к вулканогенной молассе. В целом же вулканогенную молассу и связанную с нею зоной перехода вулканогенную толщу в зависимости от целей исследования можно рассматривать либо как «сложную эффузивно-осадочную геологическую формацию» (Кузнецов, 1964, стр. 17), либо как две самостоятельные формации (вулканогенная моласса и вулканогенный комплекс), присущие орогенным этапам развития региона и находящиеся в тесной пространственно-временной связи. При этом содержание собственно вулкаников в составе вулканогенных моласс является резко подчиненным по отношению к вулканогенно-осадочной составляющей.

В связи с вышесказанным название «лахаровая формация» следует признать неудачным. Термин «вулканогенная моласса» наиболее точно отражает суть рассматриваемого явления, однако формулировки этого понятия, принятые в новом издании «Геологического словаря», нуждаются в уточнении и исправлении.

Ниже на примере континентальной части разреза вулканогенно-осадочной угленосной толщи хр. Тумрок системы Восточного хребта Камчатки и континентального полигенетического комплекса четвертичных образований Центральной Камчатской депрессии мы рассмотрим некоторые особенности верхнекайнозойских вулканогенных моласс Камчатки.

Впервые вулканогенно-осадочная толща хр. Тумрок была описана в бассейне р. Левой Шапины А. Е. Шанцером, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнером (Шанцер и др., 1965, 1966, 1969) под названием шапинской свиты и датирована плиоценом. В основании толщи ими выделены прибрежно-морские накопления, а залегающая выше преобладающая по мощности часть разреза трактована как аллювиальный комплекс, в котором сочетаются русловые, прибрежные, пойменные и болотные фации. Кроме того, они отмечают периодичность осадконакопления и указывают, что вверх по разрезу, а также по простиранию толщи к югу происходит постепенное замещение вулканогенно-осадочных образований собственно вулканогенными. Разрезы плиоценовой вулканогенно-осадочной толщи хр. Тумрок и антропогенные осадки Центральной Камчатской депрессии позднее изучались нами с целью выделения генетических типов отложений и выяснения условий седиментации.

Плиоценовые континентальные вулканогенно-осадочные образования хр. Тумрок вскрыты в верховьях р. Левой Шапины и в долинах ее левых притоков — рек Таводка и Ближней. Они залегают на неровной поверхности мел-палеогеновых пород (Шанцер и др., 1966), образуя моноклинали с углами падения от 35 до 50°, изредка более крутые, нарушенные многочисленными разрывными дислокациями. Их максимальная мощность составляет около 800 м. Толща во многих местах пронизана секущими телами габбро. Набор пород достаточно разнообразен: в основании разреза залегают преимущественно вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники от тонкозернистых до разномзернистых, алевролиты, аргиллиты; выше преобладают туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Наблюдаемая по разрезу примесь вулканических пеплов, синхронных осадконакоплению и рассеянных в отложениях разных литотипов, в верхней его части фиксируется также в виде прослеживающихся на многие десятки метров четко обособленных белых пепловых прослоев мощностью до 0,2 м.

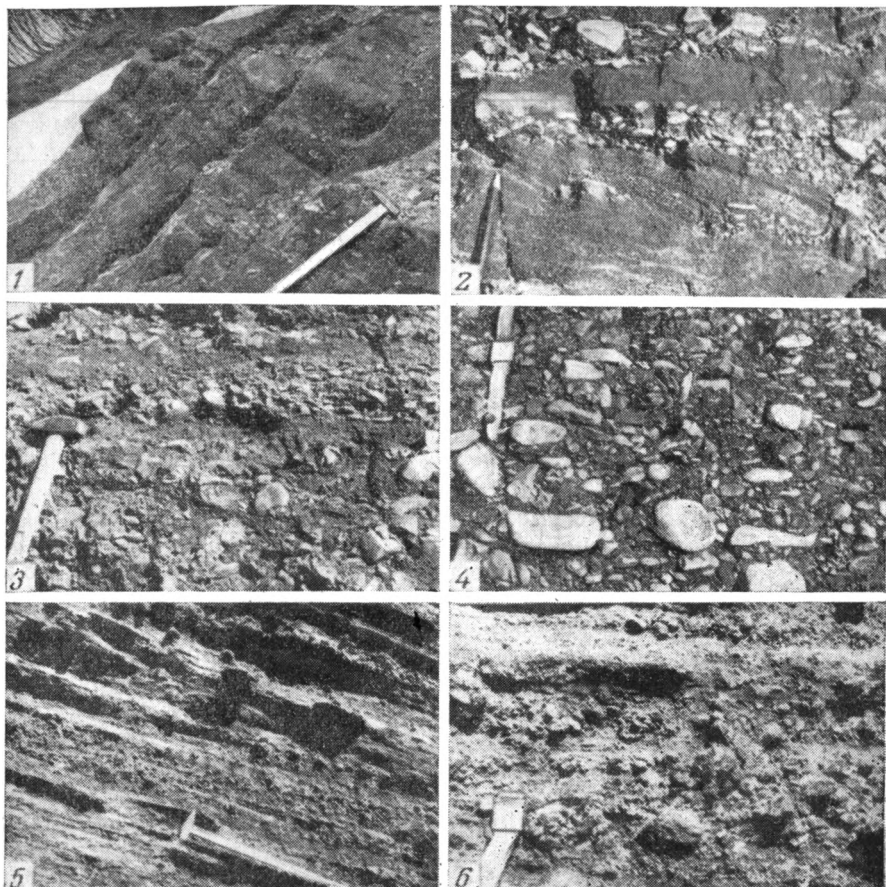
Породы весьма слабо литифицированы. Терригенные компоненты представлены обломками туфопесчаников, туфоалевролитов разной степени окатанности и выветрелости; вулканотерригенные — слабо окатанными и неокатанными обломками андезитов, базальтов, пемзы андезито-дацитового состава, дацитов. Вулканогенный материал представлен кристаллами полевых шпатов, пироксенов, биотита, роговой об-

манки, фрагментами вулканического стекла среднего и основного состава. Слабая литификация пород связана с выделениями в цементе монтмориллонита или хлорита, карбонатов и гидроокислов железа. Наиболее плотно сцементированы смешанные породы, содержащие большую примесь витрокластического материала, который в значительной степени преобразован во вторичные глинисто-железистые продукты — монтмориллонит, хлорит и гидроокислы железа. Вторичным глинообразованием в породах затронуто не только мелкообломочное вещество заполнителя, но и более крупные их фрагменты, в которых глинистое вещество образует или каемки, или проникает вдоль трещин внутрь фрагментов. Лучше сцементированы сравнительно тонкозернистые разности туфопесчаников и туфоалевролитов, в которых наиболее часто отмечаются мелкие конкреции гидроокислов железа и карбонатов. Грубообломочные породы, за исключением лахаровых конгломерато-брекчий и туфов, сцементированы слабее.

Таким образом, литификация в толще имеет послойный или «полосчатый» характер, который, с одной стороны, отражает генетическую природу вещества пород, а с другой — условия диагенеза осадков.

Смешанные породы образуют линзовидные пакеты протяженностью в несколько десятков метров. Мощность их колеблется от 1—2 до 10—15 м (для туфоконгломератов и туфопесчаников) и от 1—1,5 до 2—3,5 м (для туфоалевролитов и туфоаргиллитов). Внутри пакетов наблюдается главным образом субпараллельная линзовидная слоистость (фиг. 1, 1). В туфоконгломератах она подчеркнута ориентировкой окатышей уплощенными сторонами параллельно плоскостям ограничения пакетов (фиг. 1, 3—4); иногда в туфоконгломератах наблюдается пологая косая и косоволнистая слоистость (фиг. 1, 2), реже — перекрестная. Галька преимущественно мелкая и средняя, в основном полуокатанная, в меньшей степени — окатанная и полуугловатая; содержание ее в среднем 15—25%, изредка достигает 40—50%. Крайне редки мелкие валуны. В нижней части толщи резко преобладают окатыши туфогенных песчаников, в средних частях разреза заметно возрастает содержание эффузивов, в верхней части галька представлена в основном свежими эффузивами андезито-базальтового ряда. В алевролитах попадаются отпечатки листьев разной степени сохранности. С алевролитами и аргиллитами ассоциируют маломощные (от 0,1 до 0,5, изредка до 1 м) прослои бурых углей низкой стадии углефикации.

Основной отличительной текстурной особенностью толщи является четко выраженное субпараллельное напластование протяженных линзовидных пакетов отложений различных фаций и литотипов и заметное преобладание субпараллельной слоистости внутри этих пакетов. Это сближает вулканогенно-осадочные накопления хр. Тумрок с наземно-дельтовыми образованиями предгорий аридной зоны (Елисеев, 1964) и периферических частей наземных дельт «сухих» рек подножий вулканов (Брайцева и др., 1975). По-видимому, отложения рассматриваемой толщи формировались на равнине, расположенной в пределах межгорной депрессии, на первой стадии своего развития сообщавшейся с морем. Многочисленные реки, дренировавшие окружающие горные массивы, выносили продукты размыва мел-палеогеновых туфогенных толщ, а позднее, по мере роста вулканов, также и продукты разрушения последних. Тип текстур свидетельствует о том, что многочисленные русла-протоки блуждали по поверхности флювиальной равнины, а течение их было весьма замедленным. В привершинных частях наземных дельт отлагались преимущественно галечники, гравийники и разномзернистые пески. Ближе к периферии осаждались субпараллельно-слоистые среднезернистые и мелкозернистые пески и алевриты. Здесь была широко развита низкая пойма, в пределах которой накапливался алевропелитовый материал. Таким образом, преобладающая по мощности



Фиг. 1. Структурно-текстурные особенности флювиальных образований плиоценовой вулканогенной молассы хр. Тумрок

1 — субпараллельно-линзовая слоистость в разномзернистых туфопесчаниках; 2 — косая (в верхнем правом углу снимка), субгоризонтальная и пологая косоволнистая слоистость в разномзернистых гравелистых туфопесчаниках и туфоконгломератах; 3 — субпараллельно-линзовая слоистость в туфоконгломератах; 4 — «упаковка» гальки в конгломератах, хорошо видна субпараллельная ориентировка длинных осей уплощенных окатышей; 5, 6 — субпараллельно-линзовая слоистость в отложениях «сухих» рек зоны перехода вулканогенной молассы в эффузивно-пирокластический комплекс

часть вулканогенно-осадочной толщи хр. Тумрок представляет собой флювиальный комплекс с весьма ограниченным набором фаций, среди которых выделяются аналоги русловых (туфоконгломераты и туфопесчаники) и пойменных (туфоалевролиты и туфоаргиллиты). Пойма была залесена, что нашло отражение в формировании прослоев угля, состоящих преимущественно из остатков древесной растительности. Судя по тому, что плиоценовая вулканогенно-осадочная толща в истоках р. Левой Шапины завершается вулканитами и на расстоянии всего лишь 2—3,5 км к югу от наиболее мощных выходов замещается лавово-пирокластическими образованиями, содержащими линзы отложений «сухих» рек и лахаров (фиг. 1, 5—6), накопление флювиальных наносов происходило на окраинах межгорной депрессии, вблизи гор, где в период седиментации формировались щитообразные существенно лавовые вулканы, стратовулканы и покровы игнимбритов.

Проведенные нами исследования подтверждают наличие в вулканогенной молассе хр. Тумрок выделенных А. Е. Шанцером и соавторами

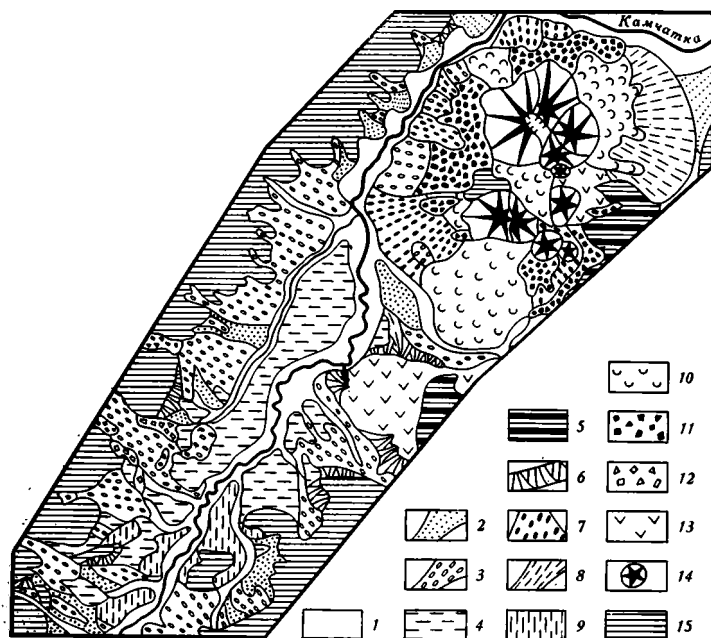
(Шанцер и др., 1966) циклов седиментации («элементарные циклы» мощностью от 2—3 до 15—20 м и «мезоциклы» мощностью от 90 до 130 м). А. Е. Шанцер рассматривает формирование названных циклов как следствие неравномерного прогибания межгорной депрессии. По-видимому, это справедливо лишь для относительно крупных циклов седиментации («мезоциклов»). Что же касается первичных («элементарных») циклов, то причины их возникновения, видимо, иные. Они зафиксированы в многократном повторении однотипно построенных слоев, состоящих из сменяющих друг друга снизу вверх туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов и бурых углей. Подобное строение первичных циклов является прежде всего естественным следствием внутренних закономерностей динамики накопления флювиальных толщ и обусловлено периодической миграцией русел в пределах предгорной наземно-дельтовой равнины. Циклы второго порядка в общем характеризуются преобладанием в своих нижних частях туфоконгломератов и туфопесчаников, в верхних же — туфоалевролитов, туфоаргиллитов и углей. Всего их выделяется семь. Начиная с пятого седиментационного цикла, флювиальные образования представлены мелкогалечными туфоконгломератами и туфопесчаниками «сухих» рек. В отложениях последнего, завершающего цикла аккумуляции смешанные породы замещаются литокристаллокластическими и агломератовыми туфами андезито-базальтов, содержащими единичные линзы туфоконгломератов и туфопесчаников. Венчается разрез лавами андезито-базальтов.

Выводы о наземном субаквальном происхождении той части вулканогенно-осадочной толщи хр. Тумрок, которая сформировалась в процессе аккумуляции речных наносов в межгорной депрессии, подтверждается результатами диатомового анализа. Практически во всех 59 образцах, отобранных из разрезов в долине р. Лево́й Щапины, обнаружены остатки диатомовых водорослей, но степень насыщенности ими неравномерная. В 31 образце, с неудовлетворительной в целом или посредственной сохранностью створок, обнаружено около 140 форм из 45 видов. Чисто морских, озерных, болотных, а также лагунных ассоциаций диатомовых не найдено. Все обнаруженные комплексы относятся к категории смешанных; основными составляющими их являются морские и прибрежно-неритические виды и типичные обитатели пресных вод. Сохранность панцирей морских диатомей по всей опробованной части разреза значительно уступает сохранности пресноводных. Отсутствие типичных черт плиоценовых флор, узкий возрастной диапазон (средний миоцен) и характер сохранности панцирей эвгалобов, а также более молодой облик пресноводных комплексов позволяют считать захоронение морских диатомей вторичным.

Пресноводные диатомей, более тонкопанцирные по сравнению с морскими в опробованной части разреза отличаются лучшей сохранностью, и захоронение *in situ* подавляющего большинства видов олигогалобов не вызывает сомнения. Наиболее разнообразно диатомей представлены в верхней части разреза. В целом выделяются два типа комплексов пресноводных диатомей: I — с преобладанием эдафической (почвенной) группы; II — с преобладанием видов, характерных для неглубоких пресных водоемов. Частое повторение комплекса I типа свидетельствует о формировании большей части толщи в субэвральном условиях. Комплексы II типа приурочены главным образом к верхам разреза. Появление здесь планктонного и реофильного элементов наряду с увеличением бентических видов и одновременным присутствием однообразной эдафической группы форм свидетельствует о формировании осадков в неглубоких, вероятно, часто эфемерных, небольших по размерам водоемах типа плоских озерков и луж, а также свидетельствует об увеличении стока пресных вод в виде небольших ручьев. Подобный

характер диатомовой флоры вполне отражает фациальную обстановку субэвральных дельт, прорезанных неглубокими руслами, мигрирующими в пределах низкой, периодически заливаемой поймы.

Таким образом, накопление плиоценовой вулканогенно-осадочной толщи хр. Тумрок происходило в условиях постепенного заполнения неравномерно прогибавшейся межгорной депрессии отложениями наземных дельт, сформированных сравнительно небольшими реками, дренировавшими низко- и среднегорный массив. Седиментация происходи-



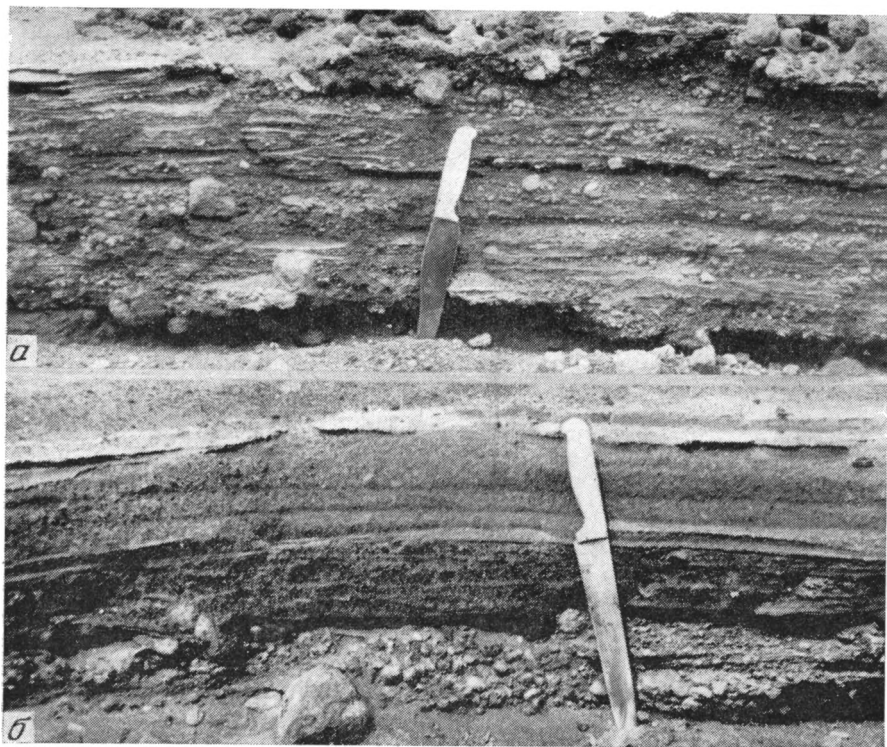
Фиг. 2. Геоморфологическая схема Центральной Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968)

1 — поймы и низкие надпойменные террасы рек (Q_4); 2 — аллювиальные равнины наземных дельт, соответствующие по возрасту пойме и низким надпойменным террасам (Q_4); 3 — флювиогляциальные равнины наземных дельт постмаксимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 4 — флювиогляциальные равнины наземных дельт максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2); 5 — вулканические плато (Q_1); 6 — пролювиальные конусы выноса (Q_3-Q_4); 7 — флювиогляциальные равнины наземных дельт, связанные с современным оледенением (Q_4); 8 — аллювиально-пролювиальные равнины наземных дельт «сухих» рек (Q_4); 9 — высокие террасы р. Камчатки (Q_3^1), погребенные покровными супесями ($Q_3^2-Q_3^3$); 10 — равнины лавовых потоков (Q_4); 11 — морены постмаксимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4); 12 — морены максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2); 13 — разрушенный вулканический массив горы Николка (Q_2); 14 — хорошо сохранившиеся конусы стратовулканов (Q_3-Q_4); 15 — горное обрамление

ла на фоне постепенно нараставшей в пределах горного обрамления депрессии вулканической активности.

Более отчетливо представить ход накопления плиоценовой молассы хр. Тумрок возможно путем ее сравнения с антропогенными образованиями Центральной Камчатской депрессии, история формирования которых весьма подробно освещена в ряде работ (Кушев, Ливеровский, 1940; Брайцева и др., 1968; Куприна, 1966, 1970; Камчатка, ..., 1974). На фиг. 2 показана геоморфологическая схема наиболее значительного по площади участка депрессии (от села Милькова на юге до села Ключи на севере). Подавляющая часть ее занята наземными дельтами различного генезиса и возраста. Наиболее широко представлены фиксированные наземные дельты максимальной и постмаксимальной фаз

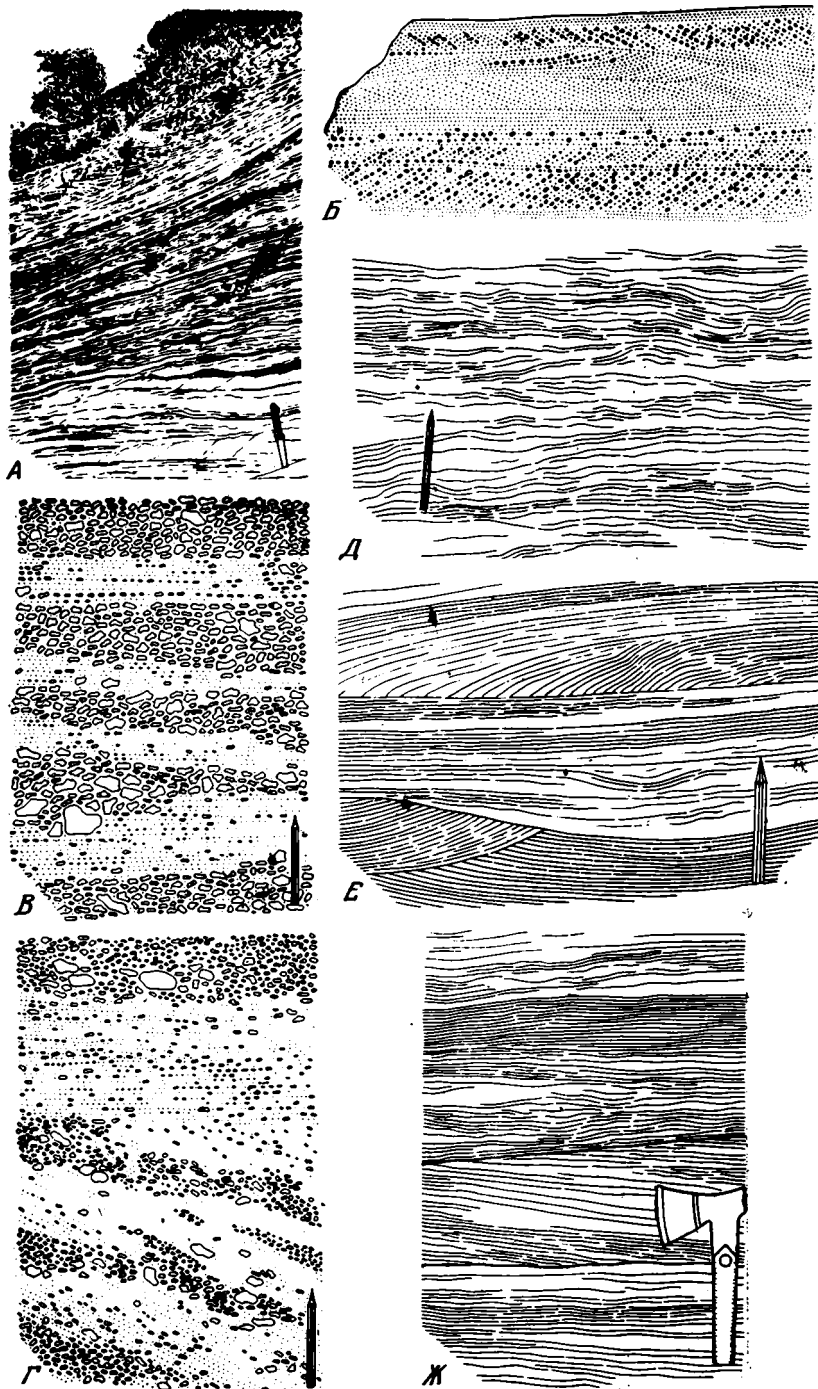
позднеплейстоценового оледенения (Q_3^2 и Q_3^4). Кроме того, здесь расположены вулканические сооружения: плейстоценовая постройка горы Николка и плейстоцен-голоценовая Ключевская группа вулканов. Шлейф этого гигантского вулканического сооружения представлен наносами «сухих» рек. Частично это образования, слагающие наземные фиксированные дельты, связанные с эпохой позднеплейстоценового оледенения. Однако большей частью они размыты, и в них вложены современные и голоценовые свободные наземные дельты «сухих» рек пре-



Фиг. 3. Субпараллельная линзовая слоистость отложений «сухих» рек в верховьях (а) и привершинных частях субэвальных дельт (б). Река Сухая Елизовская, южное подножие вулкана Авачинского. Обращает внимание сходство с текстурами отложений «сухих» рек (см. фиг. 1, 5—6) зоны перехода плиоценовой вулканогенной молассы в одновозрастные образования эффузивно-пирокластического комплекса хр. Тумрок

имущественно ледникового питания. Тип текстур, характерный для отложений долин и привершинных частей субэвальных дельт «сухих» рек, показан на фиг. 3 (а, б).

Отложения периферических частей флювиогляциальных наземных дельт постмаксимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_3^4) были изучены нами главным образом в пределах Милюковско-Щапинского участка депрессии, на правом берегу р. Камчатки, а также в южной (Быстринской) части депрессии (район Малок). Они представлены алевритисто-песчаным и более грубым гравийным и галечно-гравийным субпараллельно-слоистым материалом. Общий вид алевритисто-песчаных отложений подобного типа показан на фиг. 4, А, детали текстур — на фиг. 4, Д. Грубые литотипы сложены чередующимися субпараллельными линзовидными сериями длиной 5—10 м, мощностью от 0,3—0,5 до 1,2 м галечно-гравийно-песчаного и песчаного материала. Внутри



серий наблюдается пологая косая, прямолинейная разнонаправленная слоистость, а также диагональная и параллельная субгоризонтальная (фиг. 4, Б—Г). Периферические части наземных дельт максимальной фазы позднеплейстоценового оледенения (Q_2^2) были изучены в Яру Длинном на правом и в Яру Каледеч на левом берегах р. Камчатки. Характерные для алевритисто-песчаных отложений этих наземных дельт текстуры показаны на фиг. 4, Е, Ж.

Фиг. 4. Структурно-текстурные особенности флювиальных наземно-дельтовых образований антропогена Центральной Камчатской депрессии

А — субпараллельно-слоистые алевролитистые мелко- и среднезернистые пески периферической части наземной дельты постмаксимальной фазы позднелайстоценового оледенения (Q_3^1). Правый берег р. Камчатки у пос. Козыревский совхоз. *Б* — субпараллельное напластование линзовидных серий мощностью 0,3—1,2 м, длиной 5—10 м, в которых чередуются галечно-песчаные и гравийно-песчаные отложения с диагональной, косой полого изогнутой и субгоризонтальной слоистостью. *В* — субпараллельная слоистость, обусловленная чередованием линз разнозернистых песков с галькой и галечниками. Видна субпараллельная ориентировка длинных осей окатышей. *Г* — сочетание параллельной субгоризонтальной и диагональной косой слоистости. *Д* — близкая к параллельной вогнуто-выпуклая волнистая слоистость ряби течения в мелкозернистых алевролитистых песках, общий вид которых показан на фиг. 1. *Е*, *Ж* — детали строения песчаных отложений наземной дельты максимальной фазы позднелайстоценового оледенения (Q_3^2) в Яре Каледен: *Е* — пологая косая перекрестная субгоризонтальная слоистость, *Ж* — субгоризонтальная слабоволнистая и пологая косая слоистость

Таким образом, наблюдается заметное сходство структурно-текстурных свойств антропогенных наземно-дельтовых отложений Центральной Камчатской депрессии и плиоценовых образований хр. Тумрок. Сходство с вулканогенной молассой хр. Тумрок заключается также в тесном соседстве флювиальных образований Центральной Камчатской депрессии с антропогенным вулканогенным комплексом. Вблизи вулканов имеет место замещение аллювиальных и флювиогляциальных накоплений отложениями шлейфа, сформированного «сухими» реками, стекающими с их склонов.

Близость к вулканам проявляется в специфике вещественного состава аллювия и отложений «сухих» рек, для которых характерна ярко выраженная пятнистая и полосчатая литификация пород. На отдельных участках пород отмечается интенсивная хлоритизация, цеолитизация, ожелезнение и омарганцевание, что связано с поступлением на поймы рек горячего лавового и пирокластического материала или термальных вод. Отложения «сухих» рек являются переходным звеном к вулканитам самих эруптивных аппаратов.

Однако есть и отличия. Текстуры верхнелайстоценовых отложений более разнообразны. Также следует отметить, что при наличии значительной примеси вулканических пеплов в речных отложениях Центральной Камчатской депрессии они не образуют обособленных горизонтов. По-видимому, то и другое отличия обусловлены полноводностью рек периода осадконакопления, совпавшего с эпохой позднелайстоценового оледенения, а в соответствии с этими высокими скоростями течения и интенсивностью переотложения наносов, что, в частности, не способствовало захоронению пеплов в виде обособленных прослоев.

Итак, для стадии орогенного развития Камчатского региона в позднем кайнозое характерно формирование моласс, представленных главным образом наземно-дельтовыми образованиями, которые накапливались у подножий вулканических хребтов, постоянно испытывая влияния эруптивных процессов. В силу этого вещественный состав и набор генетических типов отложений в подобных толщах отличается специфическими особенностями, позволяющими относить их к вулканогенной молассе.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
Брайцева О. А., Краевая Т. С., Мелекесцев И. В. Наземные дельты Камчатки. — Геоморфология, 1975, № 3.
Геологический словарь, т. 1, 2. М., «Недра», 1973.
Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.

- Гриднев Н. И.* Литология и палеогеография кайнозойских моласс Ферганской депрессии. Ташкент, 1971.
- Елисеев В. И.* О пролювии Алакульской впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2. Камчатка, Курильские и Командорские острова. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Коллектив авторов. М., «Наука», 1974.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Куприна Н. П.* Стратиграфия и четвертичные отложения Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
- Куприна Н. П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М., «Наука», 1970.
- Курдюков К. В.* Строение наземной (субаэральной) дельты.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, вып. 4.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1940, вып. 32.
- Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. ч. I. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1954.
- Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. II. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1956.
- Ротман В. К.* О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4.
- Ротман В. К.* Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— Тр. Лабор. палеовулканол., вып. 1. Алма-Ата, 1963.
- Челебаева А. И.* Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л., «Наука», 1971.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р.* Новые данные о стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ неогена Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р.* Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Шанцер А. Е., Гептнер А. Р., Егорова И. А., Лупкина Е. Г., Певзнер М. А., Челебаева А. И.* Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.

Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР,
Петропавловск-Камчатский
ГИГХС,
Люберцы

Дата поступления
16.V.1977

УДК 552.313.8 (571.5)

ВУЛКАНОТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г. П. КАРПОВ

Приводятся сведения о вулканотерригенных породах, слагающих периферические участки древних вулканических построек юго-запада Сибирской платформы, их краткое описание и диагностические признаки. Подчеркивается значение специфической группы пород при оценке масштаба древнего вулканизма и определения времени его проявления.

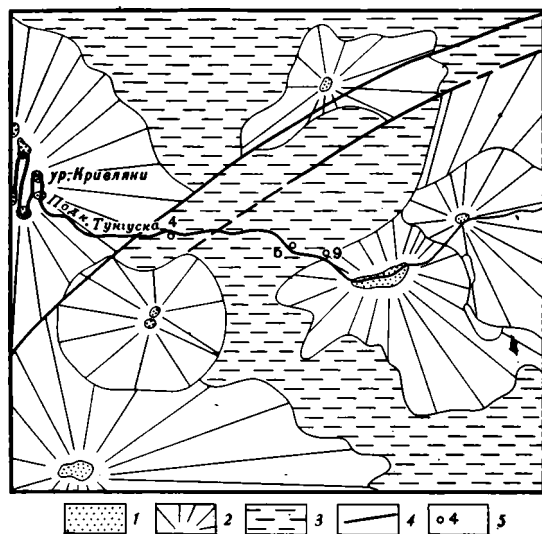
При изучении и реконструкции пермо-триасовых вулканов юго-запада Сибирской платформы в составе трапповой формации нами были выявлены обломочные или вулканотерригенные породы элювиального, делювиального и пролювиального генезиса. На возможное существование таких образований ранее указывалось А. П. Лебедевым (1955), но их значение при решении различных геологических задач оставалось проблематичным. Занимая определенное систематическое положение между вулканогенными и терригенными образованиями, они занимают и определенное место в пределах прикратерной, промежуточной и удаленной фациальной зон вулканической области (фиг. 1).

К прикратерной фациальной зоне нами отнесены центральные участки древних вулканических построек. Они имеют обычно изометричную форму, площадь от 4 до 10 км² и отличаются интенсивно расчлененным рельефом. Сюда же приурочены многочисленные аномалии магнитного поля, что обусловлено сосредоточением множества мелких тел долеритов и туфов. Иногда сохраняются фрагменты древних конусов, где наклон туфовых слоев достигает 20—30°. Долериты и базальты слагают нейки, дайки и небольшие потоки лав, которые имеют горизонтальное и наклонное первичное залегание. Среди туфов преобладающими являются агломератовые, наполненные большим количеством бомб и лапиллей. Постоянно отмечаются линзы ксенотуфов, псаммитовых туфов, а также вулканотерригенных пород — отложений временных водотоков, осыпей, обвалов и продуктов элювиальных и делювиальных процессов. Сохраняются они в небольших углублениях древнего рельефа или перекрывают лавовые потоки. Особенностью зоны являются следы гидротермальной деятельности, которые видны почти повсеместно.

Сложное строение участков отражено в своеобразном рисунке гидросети. В одних случаях долины рек, лавируя между выступами мелких тел долеритов и базальтов, образуют крутые петли, примером чему служит урочище Кривляки в среднем течении Подкаменной Тунгуски, в 150 км ниже пос. Ванавара. В других случаях боковые притоки основной реки, прорезающей центральную зону вулканической постройки, стекаясь в одной точке, образуют обсеквентные долины, расположенные радиально. Основной водоток при этом может иметь четко выраженный «кривляковский» рисунок долины.

Промежуточная зона занимает площадь от 100 до 1400 км². Она охватывает пологие склоны вулканов и их подножие. Ее характернейшая

деталь — плоский сглаженный рельеф с наклоном водораздельных поверхностей до 2—5°, что обусловлено субгоризонтальным залеганием пластообразных тел туфов и мощных лавовых потоков и покровов. Нередко стратифицированная толща зоны образует центриклинальную структуру. Здесь резко уменьшается количество даек. Кроме центральных прикратерных зон на склонах вулканов имеются реликты побочных кратеров. Они выглядят как эрозионные котловины диаметром 2—3 км, в пределах которых возвышается один или несколько неков,



Фиг. 1. Схема фациальных зон района пос. Оскоба
1 — зона прикратерных фаций, 2 — зона промежуточных фаций, 3 — зона удаленных фаций, 4 — тектонические нарушения, 5 — колонковая скважина и ее номер

ми мягкими формами. Реки отличаются спрямленными широкими долинами с меандрирующими руслами. Наиболее распространены в зоне вулканических песчаники и алевролиты с пластами бурых и каменных углей и прослоями углистых алевролитов. Продукты вулканических извержений фиксируются в виде единичных потоков лавы, редких прослоев автохтонных и аллохтонных туфов и обильной терригенной массы, перемещенной со склонов вулканов различными путями. Известны туфы основного и кислого (липаритового) состава.

Вулканические песчаники и алевролиты характеризуются низкими содержаниями обломков кварца и плагиоклаза (в сумме до 30—40%), слабой сортировкой и окатанностью материала и обилием углефицированного растительного детрита. Валовый состав осадочных пород полностью соответствует составу изверженных пород района — долеритов и туфов (табл. 1). Никаких новых минералов они не содержат, отличаясь только повышенными концентрациями аксессуарных и их разнообразием в каждой пробе. Содержание обломков породообразующих темнокрасных минералов находится в прямой зависимости от дальности транспортировки материала. По мере удаления от вулканической постройки (от 2 до 20 км), как это установлено по керну скважин, пробуренных восточнее Кривляковской группы вулканов, содержание пироксена в электромагнитной фракции шлиха (из протолочки) падает от 35% до единичных зерен. Понижается содержание амфиболов, ильменита и гроссуляра. Биотит отмечается только в непосредственной

сложных переплетающихся телами долеритов, габбро-долеритов, базальтов и всевозможных туфов. Гидротермальные проявления ограничены локальными участками с размерами до 2 км².

Вулканотерригенные породы в промежуточной зоне составляют значительную часть объема вулканогенной толщи, и роль их постоянно возрастает по мере удаления от прикратерных образований. Типичные осадочные породы для этой зоны не свойственны. Редкие их линзы свидетельствуют о возникновении на пологих склонах вулканов недолгоживущих озер и луиц.

Удаленная фациальная зона является собственно областью осадконакопления. Рельеф здесь наиболее низкий и отличается овальны-

Таблица 1

Состав тяжелой фракции изверженных, вулканотерригенных и осадочных пород
(по протолочкам)

Минералы	Содержание от веса фракции, проценты										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Магнитная фракция</i>											
Магнетит	100	100	100	100	100	100	—	—	100	е	—
Вес фракции, г	12,00	6,58	0,02	0,37	3,10	4,88	—	—	0,13	»	—
<i>Электромагнитная фракция</i>											
Ильменит	30	10	15	15	45	5	е	е	3	1	—
Хромит	—	—	—	е	—	—	—	—	—	е	—
Оливин	25	5	—	е	50	4	—	—	е	е	—
Пироксены	45	30	70	65	5	40	е	50	28	е	—
Амфиболы	—	е	—	е	—	е	е	—	е	—	—
Хлорит	—	—	е	—	—	—	е	—	—	е	—
Сфен	е	е	е	е	—	1	—	е	е	—	—
Альмандин	е	—	15	15	—	—	—	е	16	58	—
Гроссуляр	е	55	е	5	—	50	—	—	—	—	—
Турмалин	е	е	е	е	—	—	—	—	е	6	—
Эпидот	—	—	е	е	—	—	—	—	4	е	—
Ставролит	—	—	е	—	—	—	—	—	—	—	—
Уваровит	—	—	—	е	—	—	—	—	—	—	—
Гематит	е	—	е	—	—	—	е	е	е	—	—
Пирит (марказит)	е	—	е	е	—	е	е	е	—	9	—
Обломки пород	е	—	е	—	е	—	—	—	32	18	—
Вес фракции, г	40,00	6,15	0,29	0,71	15,76	7,89	е	0,04	0,13	0,55	—
<i>Немагнитная фракция</i>											
Циркон	е	е	е	е	е	5	е	е	е	42	е
Рутил	е	е	е	е	е	е	е	—	е	3	—
Анатаз	—	—	«	е	—	»	—	—	—	е	—
Брукит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	е	—
Апатит	е	е	е	е	е	5	—	е	е	18	—
Дистен	—	—	»	е	—	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	е	—	—	е	е	е	—	—	е	2	—
Лимонит	е	—	—	е	е	е	е	е	17	—	—
Пирит	—	е	—	е	—	—	—	—	—	35	е
Другие сульфиды	—	»	—	е	—	—	—	—	—	—	—
Вес фракции, г	0,08	0,10	0,01	0,02	е	0,02	е	е	е	0,16	е
<i>Легкая фракция</i>											
Начальный вес прото- лочки, кг	3,0	5,0	6,5	7,5	15,0	20,0	1,3	1,8	6,5	6,5	1,2

Примечание. е — содержание минералов в единичных зернах. 1 — долерит оливиновый, 2 — долерит скарированный, 3 — туф лито-витрокластический, псаммитовый, 4 — туф агломератовый, 5 — песок, элювий по оливиновым долеритам, 6 — песок, элювий по скарированным долеритам, 7 — алевриты вулканотерригенные, 8 — песчанники вулканотерригенные, 9 — песчанники аллювиальные, 10 — песчанники аллювиальные, 11 — алевриты вулканотерригенные.

близости к «береговой» линии. В то же время происходит обогащение шлиха акцессорными минералами — цирконом, турмалином и апатитом (табл. 2).

Суммарный объем обломочного вулканогенного материала, включая и слои туфов, в терригенных отложениях удаленной зоны составляет по приблизительным подсчетам около 150 км³ на площади 1700 км² при средней мощности осадочного разреза 250 м.

Туфы основного состава, как правило, несут следы незначительной окатанности и сортировки обломков, среди которых вулканическое стекло составляет 70—80%, полевой шпат 10—25% и кварц до 10%. Обломки кристаллов пироксена, эпидота, гранатов и других минералов отмечаются как акцессорный материал. Цемент базального типа глинистый или глинисто-карбонатный. Структура неравномерно-зерни-

Таблица 2

Изменение состава тяжелой фракции осадочных пород по мере удаления от области сноса (по протолочкам)

Номер скважин	4		5		9	
Глубина отбора проб, м	57	87	64	68	55	66

Магнитная фракция

Магнетит, %	е	100	100	—	е	е
Вес фракции, г	0,05	1,09	0,75	—	е	е

Электромагнитная фракция

Ильменит	30	40	5	10	3	е
Хромит	е	—	е	е	4	3
Пироксены	34	35	10	10	е	1
Амфиболы	е	е	е	—	е	—
Биотит	е	е	—	—	—	—
Хлорит	е	е	—	—	—	—
Сфен	е	е	е	е	—	—
Альмандин	35	10	—	5	38	53
Гроссулярь	—	5	10	—	—	—
Турмалин	е	е	е	5	2	4
Эпидот	е	е	е	е	2	е
Другие минералы	1	е	15	10	6	10
Обломки пород	1	10	60	40	36	18
Вес фракции, г	0,70	7,90	4,65	1,00	0,50	0,22

Немагнитная фракция

Циркон	35	е	е	5	53	60
Рутил	е	5	е	е	12	2
Апатит	5	5	—	25	25	6
Лейкоксен	е	е	—	—	5	8
Другие минералы	60	90	100	70	10	24
Вес фракции, г	0,07	0,45	4,59	0,45	0,10	0,04

Легкая фракция

Вес фракции, г	2,90	1,07	6,37	9,35	8,25	4,20
Вес протопочки, кг	10,0	5,0	10,0	10,0	11,0	7,0

Примечание. е — содержание в единичных зернах.

стая, текстура массивная или слабо выраженная слоистая. Форма обломков угловатая, неправильная и, редко, скорлуповатая. Обломки стекла обычно пористые, как правило, покрыты густой сетью микротрещин, образовавшихся при моментальном охлаждении пепла. Вулканическое стекло и плагиоклаз интенсивно замещаются карбонатами и глинистыми минералами вплоть до образования непросвечивающих бурых агрегатов, контуры которых сливаются с глинисто-карбонатной массой цемента. В осадочном разрезе макроскопически туфы выделяются текстурой и слабой зеленоватой или голубоватой окраской.

Смешение тонкого вулканического пепла с илистыми осадками водоемов приводило к образованию алевропелитов серой, зеленоватой и голубоватой окраски, которые при мощности слоев в несколько метров лишены признаков слоистости и дают раковистый излом. В разрезах они обычно располагаются над туфами или лавовыми потоками.

Туфы кислого состава вскрыты скважинами в отложениях пермского возраста в среднем течении Подкаменной Тунгуски между урочищем Кривляки и Паноликским порогом. В скважине 4, например, вскрыто в осадочном разрезе два слоя липаритовых туфов. Верхний, мощностью 1,5 м, представлен типичными автохтонными образованиями. Макроскопически это светло-розовая с переходами к желтовато-серой слоистая порода, состоящая из скорлуповатых обломков кислого вулканического стекла. Обломки и пепловый цемент интенсивно замеща-

ются глинистыми минералами с образованием классической реликтовой пепловой структуры.

Туфы нижнего слоя мощностью 10,3 м отличаются однородным строением и монотонной пепельно-серой окраской. Линзовидная микрослоистость, слабая окатанность обломков и примесь алевропелитового терригенного материала позволяют рассматривать их как аллохтонные образования. Сложены туфы обломками белой интенсивно аргиллизированной пемзы, содержащей редкие порфировые выделения биотита. Размеры обломков достигают 3 см, форма их сглаженная, контуры нечеткие. Кроме пемзы в составе обломков отмечены зерна кварца, калишпата, олигоклаза, кислое вулканическое стекло и чешуйки биотита. Алевропелитовый материал, состоящий из агрегатов глины, мельчайших обломков кварца и полевых шпатов, заполняет промежутки между обломками, слагает линзы микроскопических размеров и в общей массе составляет не более 10% породы. Из глинистых минералов преобладает монтмориллонит.

Лавы удаленной фациальной зоны характеризуются значительной протяженностью и пластообразной формой залегания. Такая форма тел у них сохраняется и в тех случаях, когда потоки залегают в толще неслоистых песчаников. Преобладают лавы волнистого типа, которые приобретают глыбовое строение в прикровлевой и фронтальной частях потоков. Перекрыты лавы, как это установлено в скважине 5 (см. фиг. 1) и в ряде обнажений близ пос. Оскоба, вулканотерригенными породами — брекчиями, которые кверху постепенно сменяются вулканомиктовыми гравийными песчаниками. Мощность брекчий не превышает 15 см.

Основная закономерность строения вулканогенной толщи промежуточной фациальной зоны заключается в изменении количественных соотношений различных генетических типов пород по мере удаления от центра вулканических построек к их периферии. По данным горных и буровых работ, на восточном склоне постройки Кривлякской группы вулканов, в непосредственной близости к прикратерной зоне, вулканотерригенные породы элювиального, делювиального и пролювиального генезиса составляют от 1 до 20% разреза, лавы — 50—70% и туфы — 30—50%, а на удалении на 5—10 км на вулканотерригенные породы приходится уже не менее 50% разреза. Лавы здесь составляют до 30%, а уверенно диагностируемые туфы не более 10%. Примерно такое же соотношение установлено и в бассейне р. Виви. Замещение вулканогенных образований вулканотерригенными здесь происходит на отрезке от устья р. Янгето до устья р. Гиля.

В одном из разрезов на юго-востоке промежуточной зоны Кривляковской группы вулканов линией горных выработок вскрыто 10 слоев автохтонных и 11 слоев аллохтонных туфов, несколько базальтовых лавовых потоков и четыре погребенных почвенных горизонта. Возможно, что таких горизонтов в разрезе значительно больше, но их появление сопряжено с трудностями в диагностике. Литологический состав остальной части разреза позволяет считать, что склоны вулкана неоднократно покрывались мощным (до 20—25 м) элювиально-делювиальным чехлом, на котором временами образовывались болота и прокладывали русло небольшие речки. В целом вулканотерригенные породы в пределах зоны составляют до 40—50% объема вулканогенной толщи.

Образование элювиально-делювиальных гравелитов, песчаников и алевролитов происходило в одинаковой мере при выветривании лав и туфов, а также нелифифицированного вулканогенного материала — тефры. Это породы темно-серые, буроватые (гумусированные), неравномерно-зернистые. Промежутки между крупными обломками заполнены земистой алевропелитовой массой. Форма обломков неправильная, уг-

ловатая, расположены они беспорядочно. Часты расколовшиеся обломки кристаллов, части которых слегка смещены относительно друг друга. Цемент базального типа глинисто-гидрослюдистый. Иногда отмечается карбонатизация и значительно реже цеолитизация по цементу и обломкам плагиоклаза.

Мощность слоев вулканотерригенных пород достигает 10—12 м при совершенно однородном строении. В расположении их намечается определенная последовательность: на разрушающемся субстрате, т. е. на туфах или долеритах, залегают желтовато-серые песчаники, сверху по-



Фиг. 2. Брекчия делювиального генезиса, образованная при разрушении лавового потока в паузах между извержениями. Уменьшено в 5 раз

степенно сменяющиеся более глинистыми и темнее окрашенными алевролитами (обычно породы имеют алевропсаммитовую структуру). В кровле таких ритмов обычны темно-серые до черных аргиллиты, которые нами рассматриваются как реликты древних почвенных горизонтов. Сложены они тонкозернистыми агрегатами кварца, цеолитов и глинисто-железистой бурой массой с рассеянными лучистыми агрегатами актинолита, иглами рутила и зернами сфена. Структура их массивная, текстура пятнистая и сгустковая. В отличие от углистых аргиллитов удаленной фациальной зоны они не содержат углистого детрита. Туфы на контакте с древними почвенными горизонтами обычно отбеливаются и при выветривании превращаются в голубовато-серую глину монтмориллонит-гидрослюдистого состава (Кутумов, Карпов, 1971). С погребенными почвами могут ассоциировать маломощные (20—40 см) пропластки каменного угля, указывающие на временное заболачивание склонов вулкана.

При разрушении мелких положительных форм древнего рельефа, обусловленных залеганием прочных эффузивных и экструзивных пород в толще туфов, образуется своеобразная брекчия, состав обломков которой полностью соответствует составу разрушающегося тела. Обычно обломки представлены долеритами и базальтами. Крупные обломки (диаметром 5—15 см) погружены в дресвяно-глинистый заполнитель,

который слабо литифицирован и также однороден по составу (фиг. 2). По мере удаления от разрушающегося объекта обломки становятся мельче и не столь угловатыми. Количество заполнителя или цемента брекчий быстро растет. Неровная, чаще наклонная поверхность брекчий перекрывается туфами последующих извержений. Мощность изменяется от 0,2 до 5 м.

Элювиальные песчаники, залегающие в основании ритмов, так же как и пески современного элювия по долеритам, имеют массивную текстуру. Минеральный состав тяжелой фракции их идентичен составу субстрата (см. табл. 1). В песках (пробы 5 и 6), взятых над оливиновыми и скарнированными долеритами (пробы 1 и 2), соответственно повышается содержание оливина и гроссуляра. В песчаниках, образующихся при выветривании туфов, сохраняется реликтовая слоистая текстура и мелкие линзы псаммитовых туфов. Подобные песчаники на южных склонах вулкана, расположенного 35 км северо-восточнее пос. Оскоба, содержат флору относительно хорошей сохранности, стебли которой были погребены в вертикальном положении. Осадочные породы, формирующиеся в небольших озерах на древних склонах вулканов, также отличаются аномально низкими содержаниями аксессуарных минералов (см. табл. 1, проба 11).

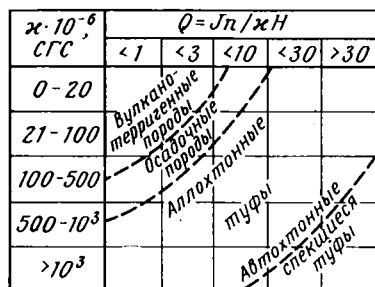
К пролювиальным вулканотерригенным породам могут быть отнесены конгломераты, слагающие небольшую линзу метровой мощности в толще туфов прикратерной зоны в районе урочища Кривляки (Джилдинская трубка по П. Е. Оффману, 1969). Сложены конгломераты угловато-окатанной галькой кварцевых порфиров и игнимбритов с витрофировой основной массой. В незначительном количестве имеются среди обломков плагиоклаз и основные эффузивы. Сортировка материала почти отсутствует, коэффициент окатанности обломков размером до 5 см находится в пределах 0,29—0,42, что соответствует дальности транспортировки не более 20 км (Атлас..., 1962, ч. 1, табл. 210). Кварц порфировых выделений в обломках липаритов отличается полной сохранностью оптических свойств, что исключает предположение о переносе обломочной массы конгломератов из областей докембрийского складчатого обрамления Сибирской платформы. В то же время сходство состава обломков конгломератов прикратерной зоны и туфов, отмеченных выше в разрезе осадочных отложений, позволяет считать их производными местного центра вулканизма и высказать предположение о пермском возрасте части вулканогенной толщи района урочища Кривляки.

Песчаники пролювиального генезиса выполняют «карманы» неровной поверхности лавовых потоков и пирокластических отложений, формируясь за счет переотложения рыхлого вулканокластического материала. По составу они почти не отличаются от туфов. Это желтовато-серые и зеленоватые неравномерно-зернистые породы со слабо проявляющейся слоистостью, сложенные обломками эффузивов, туфов и стекла. По сравнению с туфами стекло в них лучше окатано, обломки имеют отчетливые контуры; появляются зерна кварца и плагиоклаза, принадлежность которых к пирокластической массе не столь очевидна. В цементе появляются гидрослюды и цеолиты (натролит и томсонит). Тип цементации — соприкосновения и поровый. В минералогических пробах (протоколках) обращает на себя внимание низкий выход серого шлиха (см. табл. 1, пробы 8, 11). Большая часть обломков сохраняет кристаллическую форму минералов или слабо окатана.

Существующие методы исследований (петрографический, геохимический, литологический) не всегда позволяют с достаточной степенью точности охарактеризовать вулканотерригенные породы, которые в одних случаях имеют сходство с вулканогенными, в других — с осадочными породами. В связи с этим нами совместно с С. Д. Сидорасом и

А. А. Аксеновым для этих целей были применены два новых метода, основанных на взаимосвязи палеомагнитных свойств (фактор Кенигсберга) и минерального состава тяжелой фракции пород (фактор КА, т. е. Карпова-Аксенова) с их генезисом.

Комплексные литолого-палеомагнитные исследования показали, что в составе обломочных пород трапповой формации по типу остаточной намагниченности выделяются следующие группы: пирокластическая с термоостаточной и парциальной намагниченностью, осадочная с ориентационной намагниченностью и вулканотерригенная, для которой свойственна только нормальная остаточная намагниченность. От автохтон-

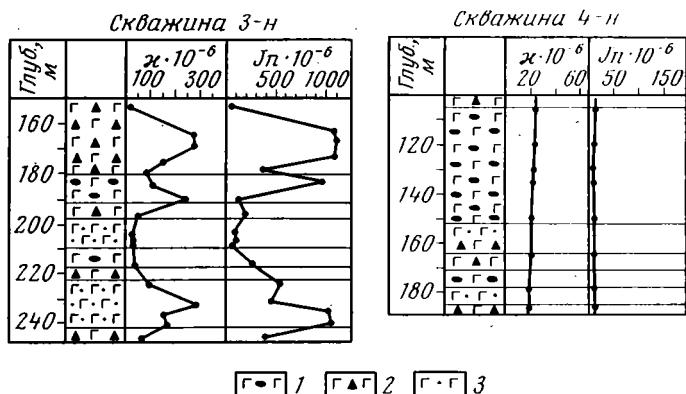


Фиг. 3

Фиг. 3. Связь между магнитными свойствами и генезисом обломочных вулканогенных пород.
 $H = 0,5 \text{ э}$

Фиг. 4. Сравнение пирокластических и вулканотерригенных (тефроидных) пород по магнитным характеристикам

1 — агломератовые туфы и тефроидные породы, 2 — лапиллиевые туфы и тефроидные породы, 3 — гравийные и псаммитовые туфы и тефроидные породы



Фиг. 4

ных туфов, обладающих наиболее высокой и стабильной остаточной намагниченностью, и до элювиально-делювиальных пород, обладающих наиболее низкими ее значениями, существуют постепенные переходы, обусловленные в одних случаях условиями образования туфов (сюда входят тип извержения, крутизна вулканических склонов, вторичные перемещения остывающей пирокластической массы, размер обломков и т. п.), в других — степень их преобразования в породы осадочные. Это позволило всю гамму обломочных пород разделить на пять классов по величине фактора Q , учитывающего характер намагниченности, и на пять подклассов по магнитной восприимчивости, зависящей от качества и количества магнитных минералов в породах. На приведенной диаграмме (фиг. 3) наименее изученными являются осадочные породы из-за отсутствия достоверного материала.

Наиболее эффективно палеомагнитные данные могут быть использованы при анализе разрезов, полученных по скважинам. На приведенных примерах (фиг. 4) вскрытые скважинами породы рассматривались как пирокластические образования. Только лишь палеомагнитные

характеристики позволили сделать заключение, что в одной скважине (скв. 3-н) разрез соответствует центральным районам промежуточной фациальной зоны, где переслаиваются автохтонные и аллохтонные туфы, а в другой (скв. 4-н) весь разрез сложен вулканотерригенными образованиями периферической части вулканической постройки. Только лишь после такого анализа нами было установлено и петрографическое различие между туфами и вулканотерригенными (тефроидными) породами. При почти полном тождестве состава обломочной массы последние выделяются некоторой окатанностью обломков, разнообразием структур обломков эффузивов, иногда повышенными количествами зерен плагиоклаза и, главное, обилием заполнителя. Крупные обломки погружены в неравномерно-зернистую пелито-псаммитовую (землистую) массу, что для туфов, т. е. пород с высокими магнитными характеристиками, несвойственно.

Специальных исследований в данном направлении заслуживают породы, занимающие нижний левый угол диаграммы, так как не ясна природа их высокой магнитной восприимчивости. В то же время в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски именно такие породы содержат споры и пыльцу в концентрациях, позволяющих определять их возраст. На других участках наиболее качественные палинологические пробы отобраны из пород, соответствующих полям аллохтонных туфов и осадочных пород в центре диаграммы. Практически пустыми являются пробы, отобранные из элювиальных вулканотерригенных пород и пирокластических образований прикратерной промежуточной зоны, что находит вполне логичное объяснение.

Для более точной диагностики пролювиальных, делювиальных и элювиальных пород, фиксирующих промежуточную стадию преобразования продуктов вулканических извержений в осадочные отложения, нами предложена формула (фактор КА), учитывающая степень естественного обогащения терригенной массы акцессорными минералами при ее транспортировке:

$$КА = \frac{p}{P} 100 \frac{x}{y} n,$$

где P — начальный вес протоочки, p — вес тяжелой фракции шлиха, n — количество минералов в тяжелой фракции, x — сумма процентов пироксена, амфибола и оливина в электромагнитной фракции, y — сумма процентов циркона и апатита в немагнитной фракции. Содержание минералов в единичных знаках (менее 1%) в расчетах принималось за 0,5%; вес фракции менее 0,01 г принимался как 0,005 г. В расчетах обычно учитывались следующие минералы: пироксены, оливин, амфиболы, слюды, эпидот, ильменит, хромит, гранаты, марказит, мартит, гематит, турмалин, сфен, ставролит, дистен, циркон, апатит, рутил, анатаз, магнетит, пирит и другие (в сумме) сульфиды, т. е. минералы, присутствующие в составе пород трапповой формации — в лавах, туфах и субвулканических интрузивах. На основании имеющихся в нашем распоряжении данных вулканотерригенные породы отличаются по фактору КА от пород осадочных более чем на два порядка.

Тип пород	Значения КА
Осадочные	1,92—6,90
Туффиты	0,014—0,25
Туфы	0,007—0,58
Долериты	0,003—0,55
Вулканотерригенные	0,0001—0,006

Эта контрастность будет еще заметнее, если в формулу ввести коэффициент, учитывающий окатанность кристаллов некоторых минералов. В связи с тем что вулканотерригенные породы обычно содержат

разнообразный палеонтологический материал, то их диагностика и анализ структурного положения имеют прямое отношение к определению времени вулканических извержений.

Таким образом, изучение вулканотерригенных пород и их роли в составе пермо-триасовой трапповой формации Сибирской платформы, по нашему мнению, должно повлечь за собой существенные изменения представлений об истории ее развития, что непременно приведет к уточнению некоторых вопросов стратиграфии и тектоники верхнего палеозоя — нижнего мезозоя. Кроме того, приведенные материалы показывают, что практика геологосъемочных работ требует разработки такой классификации обломочных пород, в которой были бы учтены не только состав и структура, но и другие свойства, обусловленные их генезисом.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962, ч. 1.
Кутумов Ю. Д., Карпов Г. П. К вопросу о корях выветривания в области распространения вулканогенных образований юго-западной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: *Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири*. Тр. СНИИГИМС, Новосибирск, 1971, вып. 126.
Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: *Тектоника СССР*. М., Изд-во АН СССР, 1959, т. IV.

Геологосъемочная экспедиция,
Красноярск

Дата поступления
31.V.1976

УДК 553.061.12/.17 : 553.435.068.2 (470.67)

**ОРГАНОГЕННО-ХЕМОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И РОЛЬ
МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ
МЕДНО-ПИРРОТИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КИЗИЛ-ДЕРЕ В ДАГЕСТАНЕ**

Н. К. ПАЛИВОДА, А. А. ПАЛИВОДА

Сообщается о находках в рудах органических остатков, замещенных сульфидами, а также конгломератов и осадочных карбонатных пород. На основании присутствия останков сидеритов в рудах сделан вывод об образовании пирротина в результате экзотермической реакции осадочного сидерита с сероводородом и его щелочными соединениями на глубине 1800—2500 м при температуре 260—480° С. Продукты этой реакции рассматриваются как возможные переносчики кварца, карбонатов и частично сульфидов, образующие за пределами стратиформных рудных тел ореолы жильной минерализации. Ступенчато-кулисообразное расположение рудных тел, геохимическая зональность и их минералогический состав обусловлены накоплением металлов в прибрежно-морской зоне из вод континентального стока в условиях трансгрессии.

Медноколчеданные и полиметаллические рудные проявления, выявленные в ниже-среднеюрских песчано-глинистых отложениях Дагестана, обычно относят к гидротермально-метасоматическим образованиям с замещением зон дробления, секущих напластование пород (Полищук, Слюняев, 1970; Осетров и др., 1973), или же их происхождение связывают с гидротермально-осадочной деятельностью и последующим наложением «облагораживающей» гидротермально-метасоматической минерализации (Смирнов, 1967; Буадзе и др., 1972, 1973). С этих позиций объясняется образование медноколчеданного месторождения Кизил-Дере и других проявлений. В то же время в рудных телах месторождения Кизил-Дере нами выявлены довольно четкие признаки органогенно- и хемогенно-осадочного накопления металлов, как правило, затухевших метаморфическими преобразованиями (Паливода, Паливода, 1975_{а, в}).

Цель настоящей статьи — ознакомление читателей с выводами, полученными на основании исследований горных выработок, в заложении и документации которых один из авторов принимал участие в период открытия и разведки месторождения в 1965—1968 гг., а также неоднократных посещений месторождения в последующие годы. Кроме того, указанные в статье местонахождения осадочных карбонатных пород, конгломератов и органических остатков, замещенных сульфидами, публикуемые впервые, позволят читателям оценить правильность наших выводов и существующих взглядов на генезис месторождения.

1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУДНЫХ ЗОН

В описаниях геологического строения рудного поля, как и в вопросах генезиса единого мнения нет. Так, в опубликованных работах сторонников гидротермального генезиса (Полищук, Слюняев, 1970; Осетров и др., 1973; Черненко и др., 1975) положение рудных тел изображается секущим к напластованию пород, другие же исследователи, рассматривающие образование руд с эксгальационно-гидротермальных позиций (Андреев и др., 1970; Буадзе и др., 1973), считают, что залегание рудных тел согласно с напластованием пород. Неоднозначное решение, казалось бы, простого вопроса о положении рудных тел в геологическом разрезе связано с сильной задренованностью склонов, отсутствием четкой слоистости в аргиллитах, подвергнутых интенсивному смятию и рассланцеванию, и кроме того, многочисленными нарушениями, амплитуды и направления перемещений по которым определяются иногда произвольно.

Аргиллиты, вмещающие рудные тела, относятся к верхнеялаххамской подсвите верхнего аалена (Андреев и др., 1970; Полищук, Слюняев, 1970). Состав их гидрослюдистый, с незначительной примесью мелкообломочного кварца. Более разнообразен состав пород, вмещающих рудные зоны. Иногда встречаются туфы кислого состава, хемогенные и органогенные карбонаты и конгломераты (фиг. 1, 2). Но благодаря окислительным процессам, интенсивной трещиноватости и смятию в зоне контакта с рудой и высокотемпературным изменениям слоистость осадочных пород и взаимоотношение их с рудными телами улавливаются с большим трудом.

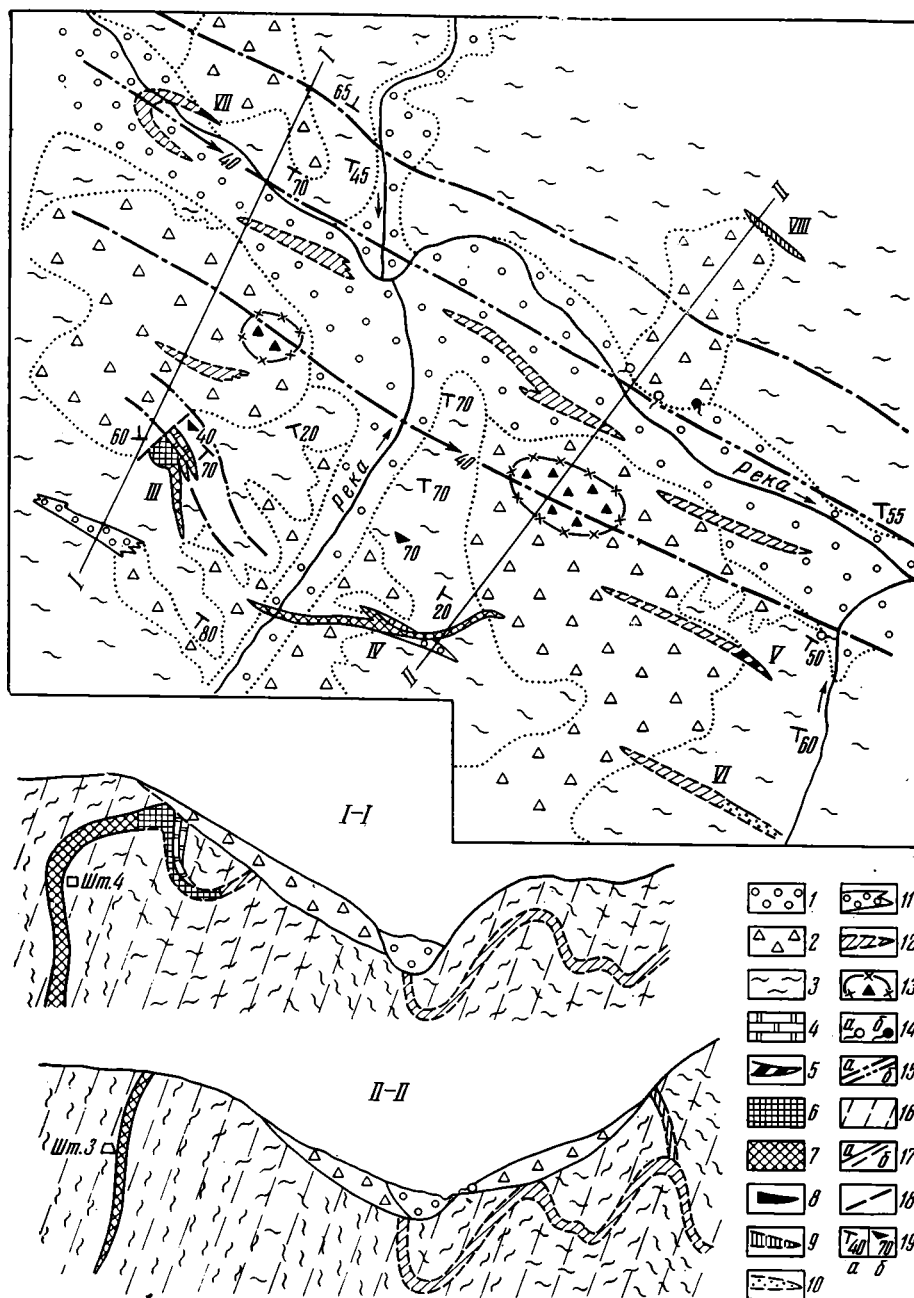
Максимальная информация, позволяющая восстановить генезис руд, получена нами по трем рудоносным зонам, на специфических особенностях которых мы остановимся ниже. Для удобства описания рудным телам и зонам рудного поля нами дана условная нумерация (фиг. 1).

III рудное тело — Левобережная залежь, находится на левом берегу р. Кизил-Дере.

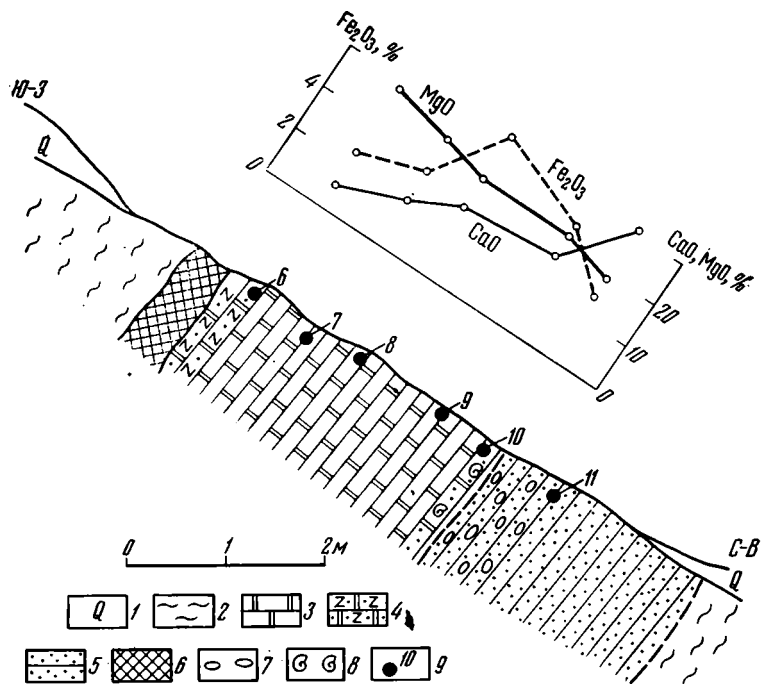
Важнейшей его особенностью для познания генезиса является присутствие в составе пород, его слагающих, хемогенных доломитов и больших масс сульфидно-кварцево-сидеритовых руд, относимых нами к осадочным образованиям. Последние слагают так называемый рудный шток на западном фланге рудной зоны, возвышающийся над поверхностью склона на 6—8 м. Кроме того, в массивных медно-пирротиновых рудах ниже зоны окисления встречаются останцы кварцево-сидеритовых пород, пронизанные кварцевыми прожилками.

IV рудное тело — Правобережная залежь, по размерам в плане превосходит Левобережное рудное тело. Его слагают преимущественно массивные медно-пирротиновые руды, в составе которых только 15—20% составляют кварц и сидерит. Присутствуют в рудах конкреции пирита. В всячем боку центральной части рудного тела (Штольня 1, рассечка 3) среди массивных медно-пирротиновых руд нами обнаружена галька алевролитов.

V рудная зона — Восточная, расположена восточнее Правобережного рудного тела. Она прослежена канавами по простиранию на 40—50 м, которые установили ее юго-восточное выклинивание. В северо-западном направлении зона не оконтурена. При проходке канав в 1966 г. нами был обнаружен прослой конгломератов мощностью около 10 см с кварцевой галькой до 2—3 см в поперечнике. Конгломераты обнаружены на контакте туфов кислого состава и залегающих выше органогенно-хемогенных карбонатов (см. фиг. 2). На этом участке зона халькопирит-пирротиновой минерализации мощностью около 0,5 м с реликтами органических остатков приурочена к верхней части карбонатного



Фиг. 1. Схема геологического строения рудного поля месторождения Кизил-Дере
 1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиальные отложения; 3 — аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников; 4 — доломиты; 5 — доломитизированные магнетиты с медно-пирротинным оруденением в висячем боку и туфами кислого состава в лежащем; 6 — сульфидно-кварцево-сидеритовые руды; 7 — массивные медно-пирротинные руды и зоны их окисления; 8 — массивные пирротин-полиметаллические руды; 9 — кальцитовые жилы с халькопиритом; 10 — зоны сульфидно-карбонатной минерализации; 11 — проекции медно-пирротинных тел горизонта 1825 м на поверхность; 12 — предполагаемые рудные зоны; 13 — развалы рудных глыб; 14 — источники: а — сероводородные холодные, б — термальные; 15 — оси складок: а — антиклинальных, б — синклинальных; 16 — кливаж осевой плоскости; 17 — контакты: а — прослеженные, б — предполагаемые; 18 — тектонические нарушения; 19 — элементы залегания: а — слоистости, б — кливажа. Рудные тела: III — Левобережное, IV — Правобережное, VII — Хновское. Рудные зоны: V — Восточная, VI — Юго-Восточная, VIII — Серная



Фиг. 2. Геологический разрез через Восточную рудную зону (V рудная зона) с кривыми распределения окисей Ca, Mg, Fe в карбонатном слое

1 — делювиальные отложения; 2 — аргиллиты; 3 — доломиты и доломитизированные магнезиты; 4 — окремненные доломитизированные магнезиты с примесью туфового и глинистого материала; 5 — туф кислого состава; 6 — медно-пирротиновая руда; 7 — галька алевролитов; 8 — реликты фаунистических остатков; 9 — места отбора образцов и их номера

слоя. В карбонатах присутствуют сульфиды железа и реже свинца. Рудная зона перекрыта аргиллитами с реликтами фауны и редкими стяжениями кристаллов карбонатов. Последние также присутствуют в туфах, но они не образуют четких кристаллических форм.

2. СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Стадийность минералообразования в рудных телах месторождения вполне удовлетворительно объяснялась их гидротермальным или осадочно-гидротермальным генезисом и пульсирующим поступлением гидротермальных растворов. При этом допускался значительный разрыв во времени между образованием различных типов минерализации. Так, например, по данным В. И. Буадзе и др. (1972, 1973) и других сторонников эксгальационно-гидротермального образования сульфидов, процесс формирования руд протекал в три разобщенных во времени этапа: 1) гидротермально-осадочный (образование стратиформной залежи сплошных пиритовых руд); 2) медно-пирротиновый и 3) полиметаллический.

Собранный нами материал позволяет иначе объяснить причины стадийности рудообразования и выделить, в значительной мере схематично, два этапа формирования руд: А) органогенно-хемогенный, протекавший в прибрежно-морских и лагунных условиях, и Б) метаморфогенно-сульфидизационный.

А. Органогенно-хемогенный этап концентрации металлов

а. Органогенно-осадочная концентрация металлов

По данным ряда исследователей (Смирнов, 1967; Буадзе и др., 1972, 1973), гидротермально-осадочный этап концентрации металлов сопровождался образованием стратиформной залежи сплошных пиритовых руд, которые слагают значительную часть всего объема руд и в большинстве своем имеют глобулярное строение, частично утраченное благодаря перекристаллизации. Глобулярное строение пиритов рассматривается как признак осадочного биогенного происхождения (Диваков и др., 1971), хотя современное состояние знаний о механизме и условиях их образования позволяет их также относить к гидротермальным и вулканогенно-осадочным образованиям (Злотник-Хоткевич, Перижняк, 1971). Биогенное происхождение фрамбоидов в рудах месторождения подтверждается их приуроченностью к органическим остаткам. Реликты органических остатков, замещенные сульфидами, впервые выявлены нами во вмещающих породах, непосредственно контактирующих с рудой, в прослоях аргиллитов среди массивных руд и во вкрапленных рудах (содержание серы 35—40%) восточного фланга Левобережной залежи (фиг. 3). Они также подтверждают широкое развитие процессов биогенного рудообразования. Органика замещена преимущественно пиритом и реже пирротинном, имеющим глобулярное строение. В шлифах довольно часто наблюдается избирательное замещение наружного защитного слоя органических остатков сульфидами железа, в то время как сфалерит замещает чаще внутренние части и рыхлые органические остатки, склонные к более быстрому разложению (фиг. 3, а, г, д).

Размеры органических остатков, замещенных сульфидами, достигают первых сантиметров, но в более крупных остатках органическая природа и фрамбоидальное строение полностью уничтожены перекристаллизацией. Наиболее мелкие скопления сульфидов по органическим остаткам имеют размеры от 5 до 50 мкм. Это преимущественно онколито-подобные формы, состоящие из оболочки, замещенной пирит-пирротинном, и центральной части, выполненной кварцем или сфалеритом (фиг. 3, г). В шлифах, отобранных на участках, не подвергшихся интенсивному метаморфизму, онколито-подобные образования имеют марказитовую оболочку и ядро, выполненное кварцем или вюрцитом. Иногда в основной глинистой массе встречаются колонии водорослей(?), части которых также выполнены кварцем и сфалеритом (фиг. 3, д).

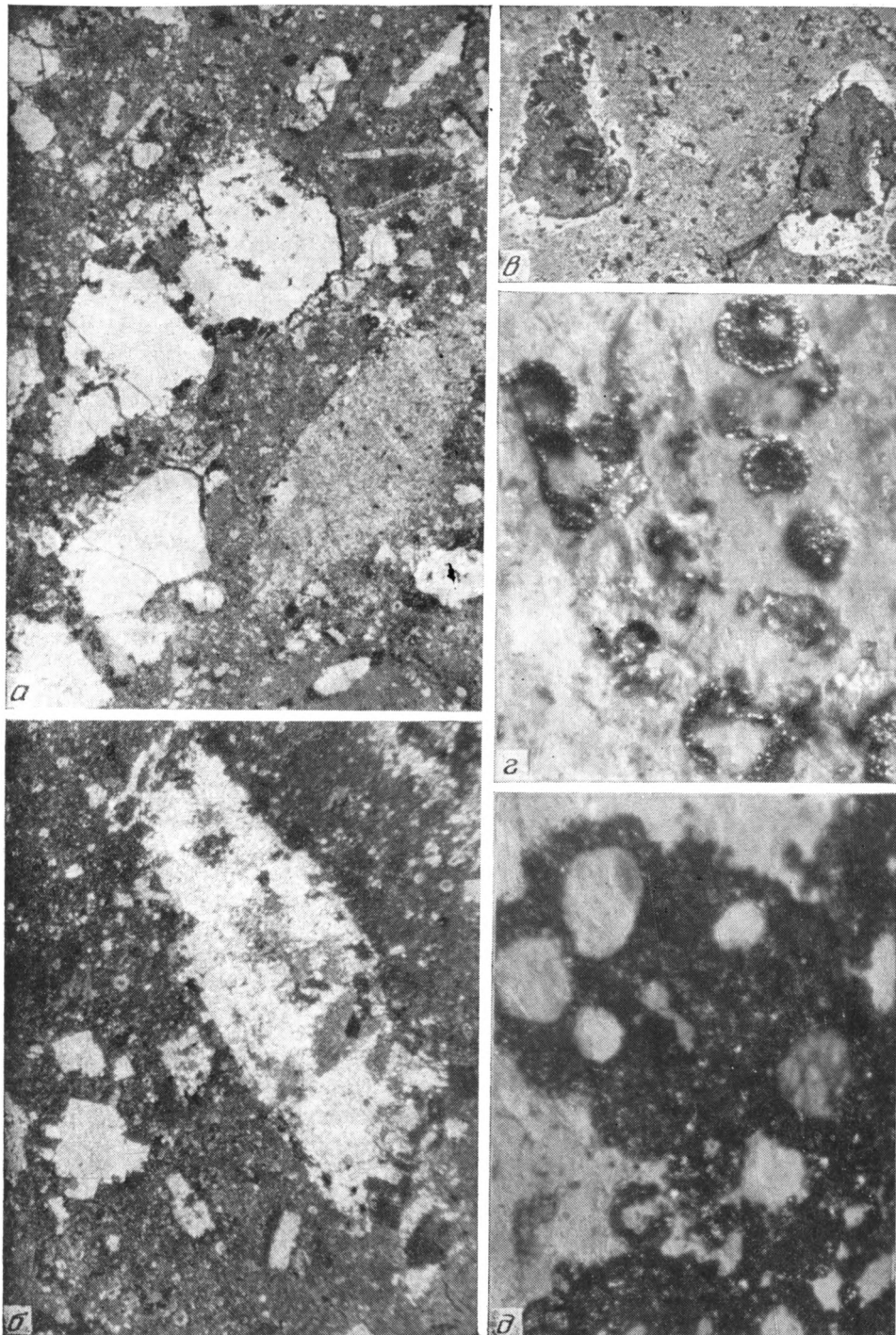
Замещение легко разрушаемых органических остатков сульфидами железа, цинка и реже меди способствовало сохранению первоначальных форм органических остатков. Благодаря их консервации в сероводородной обстановке и быстрому замещению сульфидами до нас дошли многие формы.

Следует отметить, что реликты органических остатков, замещенные пиритом, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом, найденные в рудных зонах, не являются единичными находками, а встречаются повсеместно во всех рудных зонах месторождения и почти в каждой горной выработке, только сохранность их различная.

б. Хемогенно-осадочная концентрация металлов

В рудоносных зонах присутствуют доломиты, доломитизированные магнезиты, анкериты и сидериты. Массивные карбонаты осадочного генезиса установлены нами в Левобережном рудном теле III и V рудных зон.

На западном фланге Левобережного рудного тела канавой 10 вскрыты пелитоморфные доломиты с ромбоэдрами карбонатов и ре-



Фиг. 3. Органические остатки, замещенные сульфидами железа и цинка

a — медно-цинковая руда с реликтами органических остатков, замещенных пиритом (светлое) и реже сфалеритом (серое) в серицито-хлоритовом цементе по аргиллиту (темное). Проявляется выборочное замещение отдельных более рыхлых органических остатков сфалерит-пиритовым агрегатом (серый ромбовидный участок). Прозрачный шлиф. Боковое освещение. $\times 8$; *б* — органический обломок, замещенный глобулярным пиритом (светлое) и сфалеритом (серое). В основной глинистой массе присутствуют

ликтами оолитов (фиг. 4, а, б). По простиранию к юго-востоку, судя по отдельным выработкам, доломиты в зоне окисления постепенно переходят в ноздреватые бурые железняки с кварцево-жильным каркасом и кварцевую сыпучку.

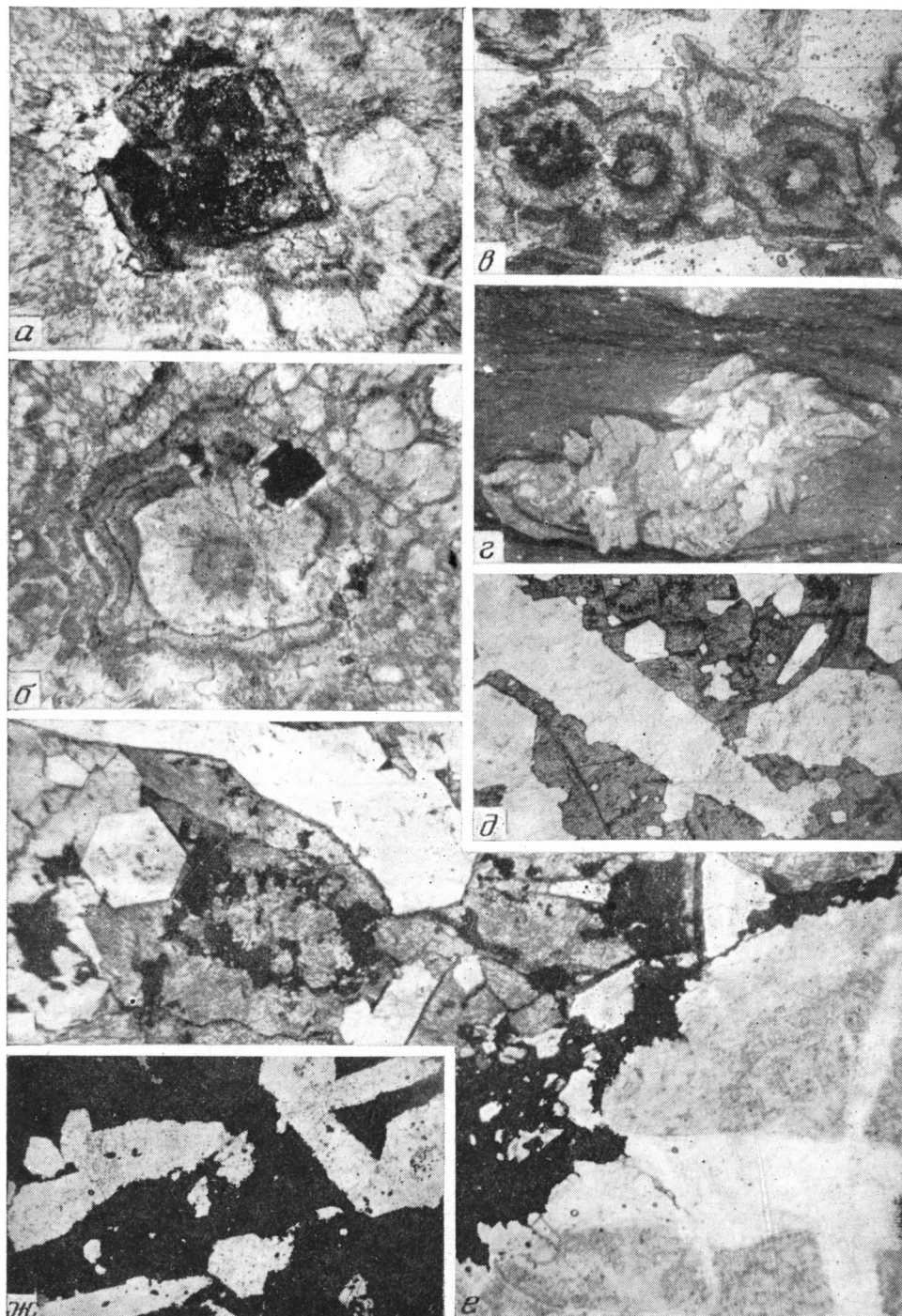
Взаимоотношение доломитов с сидеритами, выходящими в 20—30 м южнее канавы 10 и образующими сульфидно-кварцево-сидеритовый «шток», не совсем ясно из-за интенсивных процессов окисления сидерита, сопровождающихся сульфидизацией. В зоне окисления среди доломитов иногда присутствуют оолиты и ромбоэдры, центральные зоны которых окрашены окислами железа в бурый цвет или полностью замещены лимонитом. Судя по железистому составу доломита (таблица, проба 3), предполагаем, что состав внутренних зон должен соответствовать анкериту или сидериту и что переходы между сидеритами и доломитами должны быть постепенными. В доломитах Левобережной залежи редко встречаются органические остатки, центральные части которых выполнены сульфидами свинца и цинка.

В карбонатной породе, вскрытой канавой 10, скопления сульфидов иногда приурочены к центральным частям ромбоэдров, которые по форме не соответствуют кристаллографическим формам галенита и сфалерита. Возможно, ромбическая форма зерен сульфидов обусловлена первоначальным отложением свинца и цинка в виде карбонатов и последующим образованием сульфидов под воздействием сероводорода в начальной стадии диагенеза. Очевидно, в процессе отложения карбонатов происходило неоднократное изменение концентрации металлов, что нашло отражение не только в образовании сульфидных центров кристаллизации ромбоэдров доломита, но и в их зональности — чередовании слоев галенита со сфалеритом (см. фиг. 4, а), а также в образовании отдельных вкрапленных зон в оолитах (см. фиг. 4, б).

Более четко осадочно-хемогенная природа концентрации металлов, ассоциирующих с карбонатами, проявляется во вкрапленных рудах. Среди глинистой массы обнаружены ромбоэдры и скопления сидерита, к центральным частям которых приурочены отдельные кристаллы пирита и очень тонкая вкрапленность галенита, халькопирита и сфалерита. В глинистой массе довольно часты мелкие зерна сфалерита до 1 мм в поперечнике, проросшие идиоморфными кристаллами хлорита, последние образуют прорастания в сфалерите, подобные диабазовой структуре. В глинистой массе проявляется слоистость уплотнения, обтекающая обособленные кристаллы сидерита, что связано с образованием кристаллов в илестых отложениях до их уплотнения (см. фиг. 4, г). Обычно во вмещающих аргиллитах кристаллы карбонатов образуют ореолы вокруг рудных тел и постепенные переходы к массивным сульфидно-кварцево-сидеритовым рудам. В целом основная масса кварцево-сидеритовых руд тяготеет к северо-западному флангу Левобережной залежи.

В рудная зона имеет в своем разрезе слой карбонатов мощностью около 3 м. Он залегает на туфах кислого состава, а к его кровле приурочена медно-пирротиновая сильно окисленная зона минерализации мощ-

мелкие онколитоподобные образования с оболочками, замещенными пирит-марказитом, а в центре — кварцем или сфалеритом. Прозрачный шлиф. Боковое освещение. $\times 50$; в — фаунистические остатки, выполненные сфалеритом (черное) и пиритом (темно-серое). Сульфидами замещено органическое вещество, а карбонатная оболочка — кварцем. В основной глинистой массе присутствуют многочисленные мелкие органические остатки, замещенные пиритом и сфалеритом. Прозрачный шлиф. Проходящий свет в комбинации с боковым освещением. $\times 24$; г — онколиты (?) с оболочкой, замещенной глобулярным пиритом и ядрами, выполненными кварцем (светлое) или сфалеритом (черное). Основная масса хлорито-серицитовая (по аргиллиту). Прозрачный шлиф. Проходящий свет в комбинации с боковым освещением. $\times 400$; д — колонии водорослей (?) с оболочками, замещенными пирит-пирротином (черное) и ядрами, выполненными сфалеритом (серое) и кварцем (светлое). Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 400$



Фиг. 4. Осадочно-диагенетические карбонаты с сульфидами железа, меди, свинца и цинка (*a* — *z*), подвергнутые на стадии метаморфизма перекристаллизации (*d*) с последующим образованием сульфидов по сидериту (*e, ж*)

a — доломит с деформированным зональным ромбическим галенит-сфалеритовым скоплением в центре кристалла. Более светлые зоны в темной сфалеритовой массе сложены очень тонкой вкрапленностью галенита. Наружные светлые слои — карбонат. Проходящий свет в комбинации с боковым освещением. $\times 170$. Левобережная залежь, канава

ностью около 0,5 м. По 5 пробам, отобранным в карбонатном слое от лежащего бока к висячему, наблюдается увеличение содержания MgO от 19,5 до 28,32%, и уменьшение содержания CaO от 24,5 до 4—10% (см. фиг. 2 и таблицу, пробы 6—11). Содержание железа и марганца в карбонатном прослое несколько увеличивается от лежащего бока к центральной зоне. В этой части разреза встречаются оолиты с ядрами, окрашенными окислами железа в бурый цвет. В верхней части карбонатного слоя (см. таблицу, пробы 6, 7) содержание железа и марганца уменьшается, оолиты с железистыми ядрами отсутствуют. Увеличение магнезиальности к висячему боку карбонатного прослоя связано с нарастанием осолонения лагуны. Предполагается, что основная часть магния поступала в лагуну с морскими водами.

Образование железистых ядер оолитов, очевидно, связано с периодическим привнесом железа в лагунную зону с водами континентального стока. Как видно, увеличение магнезиальности карбонатов и снижение содержания железа и марганца соответствует засушливым периодам.

В основании карбонатного слоя нами найдены доломитизированные известняки с реликтами фауны и выше по разрезу прослой глинистых карбонатных пород с ромбоздрами карбонатов и зональными оолитами до 2 мм в поперечнике (см. фиг. 4, в и таблицу, проба 7). Глинистая масса, цементирующая оолиты, по данным рентгено-структурного анализа, имеет мономинеральный состав, отвечающий минералам из группы хлорита. Химическим анализом их установлено высокое содержание MgO — 28,32% (таблица, проба 6).

Можно предполагать, что формирование магнезиальных карбонатных пород сопровождалось отложением галогенидов, гипсов, ангидридов. Возможно, многие реликтовые формы кристаллов, встречаемые в аргиллитах рудоносных зон, были образованы в прибрежно-лагунных условиях. Чаше по реликтовой кубической форме кристаллов, заключенных в центре ромбоздров карбонатов и в карбонатной массе, можно

10. б — доломит с оолитоподобным образованием. Темные концентрические слои содержат пылевидную вкрапленность сульфидов и отдельные более крупные галенит-сфалеритовые скопления (черное). Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 80$. Левобережная залежь, канава 10. в — глинистый доломитизированный магнезит. Порода состоит из оолитов с нарощими эпигенетическими (?) ромбоздрами карбоната. В участках соприкосновения отдельных ромбоздров произошло их взаимное растворение. Цемент тонкозернистый, хлоритового состава (светло-серое). Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 22$. V рудная зона, образец 7. г — аргиллит (темное) с ромбовидным скоплением кристаллов сидерита (серое). К центральной части карбонатного зерна приурочена вкрапленность крупных кристаллов пирита и мелких стяжений халькопирита, галенита и сфалерита (светлое). В глинистой массе разбросаны многочисленные мелкие и одиночные крупные стяжения сфалерита в ассоциации с хлоритом. Полосчатость в аргиллите, обтекающая скопления кристаллов сидерита и сфалерита, связана с уплотнением глинистой массы на стадии диагенеза. Прозрачный шлиф. Боковое освещение. $\times 22$. Левобережная залежь, штольня 4, рассечка 18. д — кристаллы кварца (светлое) в сидерите (серое), выросшие за счет собирательной перекристаллизации песчанистого материала. Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 22$. Левобережная залежь, штольня 4, рассечка 4. е — пирротин-сидерит-кварцевая порода. Пирротин (черное) развивается по трещинам и плоскостям спайности сидерита (серое), в котором присутствуют прожилки и идиоморфные кристаллы кварца (светлое). Образование пирротина по сидериту под воздействием сероводорода и сульфидов щелочных металлов сопровождалось увеличением щелочности среды и растворением кварца. В левой части снимка — реликт кристалла сидерита с пирротинным ядром. В нижней части снимка (правая часть) — жильный кварц со следами неоднократного дробления и залечивания трещин за счет перекристаллизации и перераспределения кварца между отдельными зернами. Кварцево-сидеритовый останец в массивной медно-пирротиновой руде. Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 50$. Левобережная залежь, штольня 4, рассечка 4; ж — медно-пирротиновая руда (черное), образованная по сидериту с частично растворенными идиоморфными кристаллами кварца (серое). Среди пирротина сохранились ксеноморфные участки сидерита (серое) со спайностью. Прозрачный шлиф. Николь один. $\times 22$. Левобережная залежь, штольня 9

Химический состав пород, вмещающих рудные тела, и генетически связанных с рудной минерализацией

№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	S	П.п.п.	Сумма	CO ₂
1	61,00	17,40	0,97	4,62	0,98	0,19	0,11	2,00	3,00	3,80	0,36	0,01	5,90	100,37	—
2	15,30	0,10	0,02	49,43	2,37	0,06	0,34	0,70	0,30	0,05	0,01	7,93	—	—	16,94
3	0,50	0,70	0,05	2,36	2,59	0,07	2,71	27,78	18,30	0,5	0,57	0,1	43,12	99,65	Н.а.
4	49,60	12,50	0,58	15,62	6,02	0,15	0,20	1,26	6,25	0,01	0,26	—	5,72	99,84	—
5	50,87	15,45	0,71	17,84	1,88	0,04	0,06	0,35	5,15	0,27	0,07	—	5,05	99,67	0,5
6	29,60	16,50	0,58	1,88	2,40	0,16	0,04	4,83	28,32	0,18	0,01	0,1	16,98	99,60	5,15
7	23,40	14,10	0,67	2,31	0,9	0,10	0,09	10,01	24,80	0,06	0,01	0,09	22,38	99,15	12,76
8	13,25	9,00	0,4	5,59	0,3	0,14	0,32	15,74	22,20	0,04	0,01	0,23	—	—	22,66
9	13,25	8,60	0,4	4,44	4,9	0,08	0,22	17,78	22,90	0,04	0,04	0,03	31,76	99,97	25,52
10	8,50	4,60	0,16	2,70	—	0,25	0,10	24,50	19,50	0,16	0,04	0,03	38,74	99,55	29,70
11	64,30	16,20	0,58	0,57	2,50	0,27	0,04	2,96	2,80	0,98	4,35	0,10	4,66	99,64	2,17

1 — аргиллит, Левобережная залежь, висячий бок в 10,5 м от контакта с рудой, скв. 15, глубина 81 м; 2 — кварцево-сидеритовый останец из рудной зоны Левобережной залежи, штольня 4, рассечка 4; 3 — хемогенный доломит, Левобережная залежь, канава 10; 4 — аргиллит, Левобережная залежь, лежащий бок в 4,3 м от контакта с рудой, скв. 15, глубина 0,5 м; 5 — аргиллит, Левобережная залежь, лежащий бок в 50 м от контакта с рудой, штольня 4, скв. 229, глубина 752 м; 6 — хлоритовая порода — прослой среди доломитизированных магнезитов, V рудная зона, в 0,9 м ниже кровли; 7 — глинистый оолитовый доломитизированный магнезит, V рудная зона, в 1,5 м ниже кровли; 8 — хемогенный доломитизированный магнезит, V рудная зона, в 2 м ниже кровли; 9 — хемогенный доломитизированный магнезит, V рудная зона, в 3 м ниже кровли; 10 — органический доломитизированный известняк, V рудная зона, в 3,5 м ниже кровли; 11 — туф кислого состава, подстилающий доломитизированные магнезиты, V рудная зона, в 3,8 м ниже кровли.

Примечание. В пробах 2, 8 ввиду большого содержания FeO и S определить п.п.п. невозможно. Н.а. — нет анализа. Анализы выполнены в СКТГУ, аналитик В. И. Подольская.

предполагать о принадлежности их к галиту. Другие реликты кристаллов, замещенные кварцем, имеют удлиненную форму и иногда образуют скопления кристаллов. Первичную природу состава таких кристаллов установить трудно.

Б. Метаморфогенно-сульфидизационный этап формирования руд

Несмотря на выявление некоторых особенностей осадочного накопления металлов, общий облик руд месторождения носит типичные черты гидротермального образования. По термобарометрическим исследованиям (Родзянко и др., 1974; Рылов, 1974), температура образования руд достигала 400—480°С и была намного выше геотермического градиента периода рудообразования, что в свою очередь объяснялось связью с эндогенными процессами. Однако одновременное осадочное накопление всего комплекса рудообразующих элементов ставит под сомнение участие гидротермальных процессов и в то же время требует новой интерпретации причин образования высокотемпературной минерализации, измененных пород, кварцево-карбонатных жил, совместного нахождения сульфидов с различным изотопным составом серы и стабильности рудоотложения.

Проведенное нами изучение рудных тел показало, что в них особенно интенсивно развиты процессы дробления и перекристаллизации. Многочисленные трещины, пересекающие хемогенно-осадочные карбонаты или туфы, залечиваются однородным с вмещающей породой материалом. Иногда в пределах одного шлифа удается наблюдать трещины, пересекающие контакт карбонатов и туфов, выполненные соответственно карбонатным или кварцево-карбонатным материалом.

В начальной стадии перекристаллизации в кристаллах карбонатов из отдельных захваченных песчинок формировались зародыши кристаллов кварца, но поскольку их рост происходил в карбонатной массе и был подчинен кристаллографическим особенностям карбонатов и микротрещиноватости, на гранях растущих кристаллов образовывались характерные «запилы». Рост кристаллов кварца продолжался до тех пор, пока весь песчанистый материал не был раскристаллизован (см. фиг. 4, д и таблицу, проба 2). По данным декрепитации кварца и карбонатов, температура в рудоносной зоне в этот период достигала 220—240°С.

Важнейшим моментом, позволяющим судить о масштабах перекристаллизации кварца и в целом о последовательности образования руд, является присутствие кристаллов кварца с «запилами» во вторичных кварцитах (кварцевых «сухарях») зоны окисления, кварцевой сыпучке и в массивных медно-пирротиновых рудах.

В массивных медно-пирротиновых рудах довольно часто встречаются останцы и крупные блоки сидеритов, пронизанные кварцевыми прожилками. Эти блоки имеют зону постепенного перехода от вкрапленных во внутренней части зоны (см. фиг. 4, е) к массивным рудам во внешней. Во внешней зоне останцев обычно сохраняется корродированный кварцевый каркас (см. фиг. 4, ж), который на удалении от останцов, как и во всей массе пирротиновых руд, превращен в обломки жильного и кристаллического кварца, но все же повсеместные находки реликтов идиоморфных кристаллов кварца и обломков кварцевых жил в пирротиновых рудах свидетельствуют об образовании пирротина по сидериту.

Некоторые дополнительные детали образования пирротина вытекают из особенностей взаимоотношений пирротина с кварцем и сидеритом. Пирротин, как правило, развивается по микротрещинам и плоскостям спайности сидерита, образуя относительно равномерные прора-

стания (см. фиг. 4, е). В местах соприкосновения пирротина с кварцем последний интенсивно корродируется. Форма выделения пирротина в сидерите и интенсивная коррозия кварца в присутствии пирротина позволяют высказать предположение о его образовании за счет взаимодействия сидерита с сероводородом и его щелочными соединениями. Эта стадия минерализации относится к кварц-халькопирит-пирротиновой (Полищук, Слюняев, 1970; Осетров и др., 1973) или медно-пирротиновой (Буадзе и др., 1973), основной и наиболее высокотемпературной стадии формирования руд.

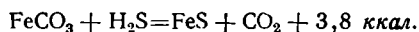
Глубина и температура рудообразования определялись многими исследователями, в основном исходившими в своих представлениях из гидротермальной природы рудообразующих растворов.

По данным Ф. И. Вольфсона и Н. А. Минского (1972), глубинный уровень зоны формирования гидротермальных рудных месторождений совпадает с зоной развития глубинной пористости (1,8—2,3 км) в слоистых образованиях активизированных областей, которые находились в обстановке сильной напряженности теплового поля и интенсивного выщелачивания карбонатных пород.

По результатам термобарометрических исследований, проведенных на месторождении Кизил-Дере, глубина формирования руд определена в 2,0—2,5 км (Родзянко и др., 1973). Близкие результаты получены В. Г. Рыловым (1974).

На основании приведенных материалов можно сделать вывод, что формирование высокотемпературной минерализации протекало на глубине 1,8—2,5 км, а начальная температура процесса образования пирротина была несколько выше 240°С. Н. Г. Родзянко и др. (1974), детально изучившие декрепитационные особенности кварцево-халькопирит-пирротиновой стадии, установили ее температурный интервал образования (260—480°С).

Таким образом, глубинный интервал формирования руд, приведенный выше (1,8—2,5 км), можно рассматривать как реакционную (сульфидизационную) зону образования основной массы сульфидов в результате реакции осадочных карбонатов железа, меди и цинка с продуктами разрушения сульфатов — сероводородом и сульфидами щелочных металлов. Ход реакции мог быть следующим:



Выделившегося тепла при образовании грамм-молекулы пирротина (88 г) достаточно, чтобы нагреть продукты реакции в первом случае на 95° и во втором на 880°С. Тепло рассеивалось во вмещающих породах и частично поглощалось эндотермическими реакциями, например, при образовании пирита по пирротину:



В ходе экзотермической реакции образовывалась устойчивая к высоким температурам илоподобная пластичная масса сульфидов, в растворе нарастала концентрация углекислоты и щелочей, повышалось давление. Щелочные продукты реакции растворяли кварц, карбонаты кальция, магния и частично сульфиды. В благоприятных условиях над стратиформными рудными телами в ослабленных зонах из остаточных растворов могли формироваться поля кварцево-кальцитовых рудных жил.

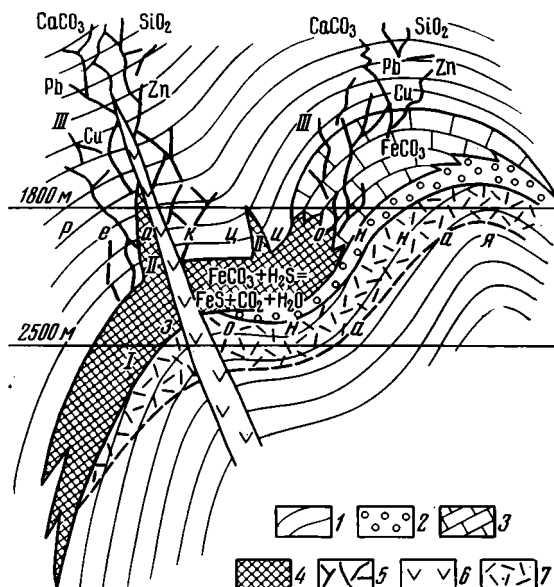
Одновременно с образованием пирротина по сидериту вмещающие породы подвергались воздействию высоких температур и остаточных растворов, в результате чего были образованы гидротермально измененные породы. Более интенсивное изменение пород лежачего бока, оче-

видно, связано с процессами выветривания в период, когда эти породы были выведены на дневную поверхность и находились в зоне окисления и активного водообмена.

В зоне окисления происходило разрушение и осветление пород за счет выщелачивания железа и окисления органики. В период формирования рудоносных осадков в прибрежной зоне в разрушенном выветриванием слое подстилающих пород из просачивающихся вод континентального стока осаждались карбонаты металлов, одновременно растворы обогащали глинистые минералы железом и калием. В резуль-

Фиг. 5. Схема метаморфического преобразования карбонатно-сульфидных осадков в полиметаллические и медноколчеданные руды

Месторождения: I — стратиформные; II — инъекционные; III — жильные; I — вмещающие породы (аргиллиты); 2 — конгломераты; 3 — сидериты с сульфидами и карбонатами меди, свинца и цинка; 4 — массивные сульфиды; 5 — кварцево-кальцитовые сульфидные жилы; 6 — дайки диабазов; 7 — дорудная зона гипергенеза и активного водообмена (современная зона гидротермального изменения)

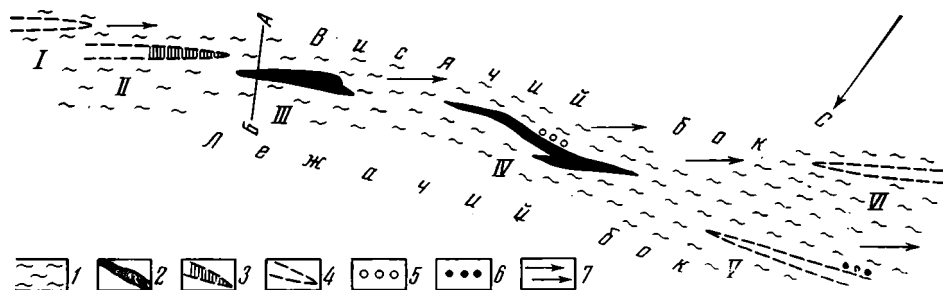


тате дальнейших преобразований в реакционной зоне (1,8—2,5 км) подстилающие породы независимо от их минералогического состава превращались во вкрапленные руды, оруденелые и интенсивно измененные породы. Породы, покрывающие рудные тела, формировались в более глубоководных условиях, неблагоприятных для рудоотложения, вследствие чего они отличаются от пород лежачего бока почти полным отсутствием сульфидной минерализации и слабым изменением. На фиг. 5 схематично показано преобразование рудоносных карбонатных осадков в стратиформные колчеданные тела и кварцево-карбонатные рудные жилы.

3. ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

Анализ зональности рудных проявлений Дагестана предыдущими исследователями проводился исходя из представлений об их гидротермальном или экзогенно-осадочном генезисе с многократным наложением гидротермальных растворов на рудное вещество предшествующих стадий рудоотложения. По данным предыдущих исследователей, поступление гидротермальных растворов с глубины происходило по зонам нарушений и сопровождалось периодическим приоткрыванием одних трещин и сжатием других. В подобных условиях рудоотложения может возникнуть довольно сложная картина зональности не только в разных рудных телах, но даже в пределах одного рудного тела, и нет ничего удивительного, что на месторождении Кизил-Дере разные исследователи в своих работах по-разному объясняют причины, обуславливающие зональность. Несмотря на то что рудные тела по вертикали прослежены в ряде сечений на протяжении около 1000 м, каких-либо

четких изменений в составе рудной минерализации не установлено. На этом интервале перепад давлений и температур неминуемо должен привести к зональному распределению металлов, но поскольку его не наблюдается, то это также ставит под сомнение гидротермальный генезис руд. Впервые нами предпринята попытка провести анализ геохимической и минералогической зональности месторождения Кизил-Дере с позиций теории осадочного рудообразования, разработанной Н. М. Страховым (1963). Нами проведена увязка морфологии и зональности рудных тел с положением береговой линии. Предварительное изучение ко-



Фиг. 6. Схематический совмещенный план рудных тел месторождения Кизил-Дере (зеркальная проекция)

1 — аргиллиты, алевролиты; 2 — рудные тела горизонта 1825 м — Левобережная (III) и Правобережная (IV) залежи; 3 — южное рудное тело горизонта 1600–1400 м (II); 4 — предполагаемые рудные тела и зоны на горизонте 1825 м по геолого-геофизическим и геохимическим данным (I, V, VI); 5 — места находок окатанных галек алевролитов висячем боку рудного тела; 6 — рудная зона горизонта 1930 м с прослоями конгломератов, доломитизированных известняков и магнезитов (V); 7 — направление сноса веществ в период формирования осадков в условиях трансгрессии моря

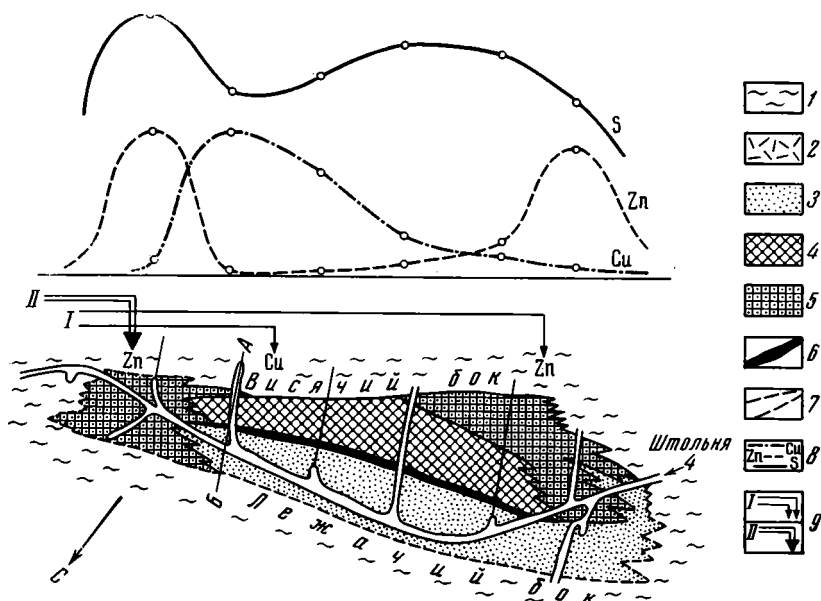
сой слоистости в песчаниках на рудном поле показало, что в период формирования осадков материал поступал с северо-запада. Анализ зональности рудных тел привел к выводу, что длинные оси рудных линз на месторождении Кизил-Дере, имеющие в настоящее время вертикальную ориентировку, в период рудоотложения были параллельны береговой линии, так как зональность четко проявляется в перпендикулярных разрезах, которые соответствуют современному горизонтальному сечению рудных тел. Для наглядности план горизонта 1825 м построен в зеркальной проекции и на него спроектированы рудные тела других горизонтов (фиг. 6). В этом сечении рудное тело, расположенное западнее, залегает в разрезе выше восточного. Такой ступенчатый характер залегания отдельных рудных линз может быть объяснен пульсирующей трансгрессией в западном направлении. В приведенном сечении наиболее детально изучена горными выработками Левобережная залежь, по которой можно с максимальной достоверностью судить о зональности (фиг. 7). Поскольку результаты определения железа в рудах отсутствуют, приводим данные содержания серы, по которым косвенно можно судить о распределении железа в рудном теле.

Как видно из графиков концентраций меди, цинка и серы, построенных над рудным телом, можно предполагать, что отложение металлов происходило из растворов, поступающих с запада (область предполагаемой суши). В соответствии с различной растворимостью металлов ближе к суше выпадали минералы меди (зона образования хемогенных сидеритов), а в сторону бассейна седиментации — цинка (зона образования органических сульфидов). Максимальная концентрация железа, судя по сере, занимает промежуточное положение. Новое увеличение содержания цинка и серы в западной части Левобережной залежи связано с перемещением береговой линии к западу и наложением

ем другого этапа рудообразования, сформировавшего за пределами этого сечения в висячем боку параллельное рудное тело.

В Правоберечной залежи характер распределения металлов тот же, но несколько усложняется линзованием (см. фиг. 6, рудное тело IV). На горизонте штольни № 3 Правоберечной залежи А. Г. Жабин и Т. В. Рябова (1971) также отмечают падение содержаний меди в рудном теле к востоку и цинка — к западу, но объясняют наличием рудо-подводящего канала западнее Правоберечного рудного тела.

Седиментационная зональность довольно четко проявляется и во вмещающих рудные тела породах, отображая различные геохимические



Фиг. 7. Схема последовательности осаждения меди и цинка при формировании Левоберечной залежи в прибрежно-морских условиях, горизонт штольни 4 (зеркальная проекция)

1 — аргиллиты; 2 — зона окисления; 3 — вкрапленность и прожилки пирита; 4 — медноколчеданные руды; 5 — цинково-колчеданные руды; 6 — массивные медно-пирротиновые руды; 7 — предполагаемые рудные тела; 8 — графики относительных содержаний меди, цинка и серы (1:1:10); 9 — направление движения рудоносных растворов и области осаждения из них металлов раннего (I) и позднего (II) этапов рудоотложения

условия накопления осадков преимущественно в условиях трансгрессии. Для пород лежачего бока характерен крупнозернистый состав, повышенное содержание силикатного железа, карбонатов за счет их осаждения из вод континентального стока, более низкое содержание органического вещества и иногда присутствие туфового материала. Глинистые породы кровли, формирующиеся в более глубоководных условиях, отличаются от пород лежачего бока тонкозернистым составом, повышенным содержанием рассеянного органического вещества и присутствием фауны. Особенно отчетливо зональность проявляется в поведении силикатного железа. Осадочные глинистые породы лежачего бока и примыкающие к восточным флангам рудных тел (морская зона седиментации) часто обогащены силикатным железом (хлоритом). Обычно в глинистых породах содержание железа не превышает 6,5%, в то время как его содержание в рудоподстилающих породах в пересчете на окисное достигает 23% (см. таблицу, пробы 4, 5). Мощность зоны осадочных пород с повышенным (более 8%) содержанием окисного железа достигает нескольких десятков метров, в то время как в поро-

дах всячего бока, непосредственно контактирующих с рудой, его содержание не превышает 6,5% (см. таблицу, проба 1).

Таким образом, приуроченность железистых хлоритов к лежащему боку рудных зон подтверждает осадочный генезис и генетическую связь их образования с сидеритами, характерную для ряда железорудных месторождений (Страхов, 1963).

Кроме того, следует отметить, что в рудовмещающих аргиллитах содержание калия в 10—40 раз выше, чем натрия, а это может быть показателем далеко зашедших процессов выветривания на суше, при которых возможно образование латеритных кор выветривания.

На основании высоких отношений калия к натрию и значительных концентраций карбонатного и силикатного железа можно предположить, что возможным источником металлов могли быть латеритные коры выветривания, а также палеозойские рудные зоны.

ВЫВОДЫ

1. Рудные тела месторождения Кизил-Дере формировались в прибрежно-морской зоне и длинные их оси соответствовали положению береговой линии.

2. Металлы в прибрежную зону поступали с водами континентального стока. Возможным источником металлов могли быть латеритные коры выветривания и палеозойские рудные зоны.

3. Металлы из вод континентального стока отлагались согласно их растворимости: на фланге рудного тела, обращенного в сторону суши, отлагались медь и железо в карбонатной форме, а в сторону открытого бассейна — железо и цинк преимущественно в виде сульфидов в результате бактериального замещения органических остатков.

4. На глубине 1800—2500 м в рудоносных осадках возникают экзотермические реакции образования пирротина по сидериту под воздействием сероводорода и его щелочных соединений, заимствованных из вмещающих и рудоносных отложений. Этот процесс сопровождался повышением температуры, на фоне которого происходит перекристаллизация минералов в рудной зоне и околорудном пространстве с образованием гидротермально измененных пород. Щелочные продукты реакции растворяли кварц, карбонаты и частично сульфиды. В благоприятных условиях над стратиформными рудными телами в ослабленных зонах из остаточных растворов могли формироваться поля кварцево-карбонатных рудных жил.

5. Согласно залеганию рудных тел с вмещающими породами дает основание предполагать продолжение рудных зон на противоположном северо-восточном крыле антиклинальной складки и ориентировать в этом направлении проведение поисковых работ.

6. Представления об осадочно-метаморфическом (сульфидизационном) генезисе руд с интерпретацией морфологических особенностей и зональности помогут пересмотреть направление поисковых работ и уточнить перспективы рудного поля, а также выявить генетическое родство с другими рудными проявлениями, осадочная природа которых уничтожена вторичными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. П., Бессонова И. И., Савин С. В., Черницын В. Б. Медно-пирротиновое месторождение Кизил-Дере в Дагестане. — Геол. рудн. месторожд., 1970, т. 12, № 5.
- Буадзе В. И., Иваницкий Т. В., Джанджгава М. И., Абашидзе Ш. Н. Колчеданное месторождение Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.

- Вольфсон Ф. И., Минский Н. А. Глубинный уровень формирования эндогенных месторождений в связи с зональностью коллекторских свойств пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12.
- Диваков К. С., Апостолов Д. А., Гашев Р. Н. К металлогении Южного Дагестана.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.
- Жабин А. Г., Рябова Т. В. Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 6.
- Злотник-Хоткевич А. Г., Перижняк Н. А. О фрамбоидальном пирите в колчеданных рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.
- Осетров О. А., Безбородов Р. С., Слюняев А. А., Фесенко Г. С. Геология и условия локализации рудных тел месторождения Кизил-Дере в Дагестане.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 4.
- Паливода Н. К., Паливода А. А. Новые данные о возрасте вмещающих пород и условиях формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане.— Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР. г. Махачкала, 1975а, вып. 9, кн. 2.
- Паливода Н. К., Паливода А. А. Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками органических остатков в рудах.— Докл. АН СССР, 1975б, т. 225, № 2.
- Полищук И. Б., Слюняев А. А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 6.
- Родзянко Н. Г. и др. К физико-химическим условиям образования медноколчеданного оруденения Северного Кавказа.— Тез. докл. IV регион. сов. по термобарогеохимическим процессам минералообразования, Ростовский ун-т, 1973.
- Родзянко Н. Г. и др. Геолого-геохимические особенности и условия формирования медноколчеданного оруденения нового генетического типа (типа Кизил-Дере).— Изв. СКНЦ ВШ, 1974, № 1.
- Рылов В. Г. К условиям формирования пирротиновой минерализации в пределах сланцевой полосы Горного Дагестана (на примере месторождения Кизил-Дере). Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., «Наука», 1963.
- Черненко Ю. Я., Фесенко Г. С., Князев Г. И. Роль структурно-магматических факторов в локализации медноколчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан).— Сов. геология, 1975, № 12.

Институт геологии Дагестанского филиала АН СССР,
Махачкала

Дата поступления
15.III.1977

О ГЕНЕЗИСЕ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАРИТА В КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ КАЗАХСТАНА

В. И. ВИНОГРАДОВ, Т. Н. ХЕРАСКОВА, С. Н. ПЕТРОВА

Изучено геолого-структурное и фаціальное положение двух групп стратиформных баритовых месторождений Центрального Казахстана, минералогические особенности руд и изотопный состав их серы. Совокупность рассмотренных данных доказывает гидротермально-метасоматическое происхождение баритовых руд. Изотопный состав серы свидетельствует об участии в рудообразовании нефтяных и сульфатных вод.

Генезис стратиформных месторождений вообще и баритовых в частности уже в течение долгого времени служит предметом острых дискуссий. В последние годы интерес к рудам этого типа резко повышается. Достаточно сказать, что одной из основных проблем, которые обсуждались на Международном геологическом конгрессе 1976 г., была проблема стратиформного рудообразования. Связано это прежде всего с тем обстоятельством, что по мере исчерпания общих рудных запасов на Земле, доминирующую роль в добыче многих рудных компонентов начинают приобретать именно месторождения стратиформного типа. Их легче разведывать и отрабатывать и, кроме того, они обладают часто гораздо большими суммарными запасами по сравнению с типичными гидротермальными месторождениями. Эти их преимущества делают рентабельной промышленную разработку стратиформных руд даже при условии невысоких концентраций полезного компонента в них. Поэтому сейчас особенно возрастает актуальность проблемы происхождения стратиформных месторождений.

Авторы считают, что термин «стратиформное оруденение» не несет генетической нагрузки. Он указывает только на форму залежи, близкую к пластовой, и, очевидно, что подобная форма рудных тел могла возникнуть в результате самых разнообразных процессов (Холодов и др., 1971). Вот почему представляется важным изучение конкретных типов руд или отдельных месторождений, которое выходит за рамки чисто теоретических интересов.

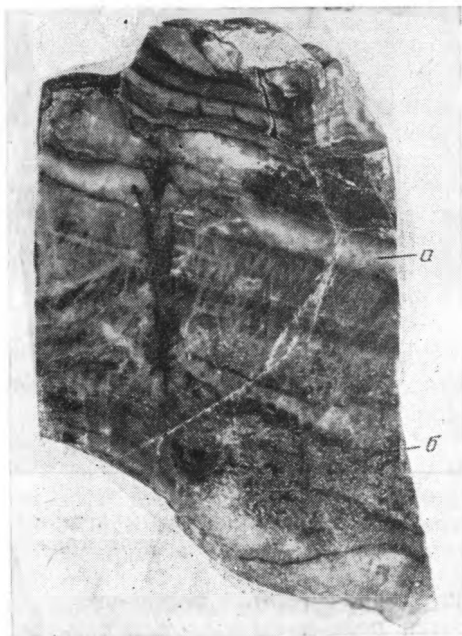
В настоящей статье рассматриваются результаты изучения двух групп морфологически сходных стратиформных месторождений барита Центрального Казахстана. Одна из них располагается в пределах Байконурского синклинория и представляет собой серию рудопроявлений с невыявленными запасами барита. Другая — это группа рудных тел крупного промышленного месторождения Чиганак с разведанными запасами барита свыше 8 млн. т. Изучались фаціальная приуроченность месторождений, их тектоническое положение, минералогический состав руд (Т. Н. Хераскова), температуры гомогенизации и декрепитации жидких включений и изотопный состав серы (С. Н. Петрова, В. И. Виноградов).

Месторождение расположено в Западном Прибалхашье и приурочено к северо-западному крылу Сарытумского антиклинория (Каюпов и др., 1970; Азербай, Кузнецовский, 1974). Район месторождения представляет собой крыло крупной антиклинали в породах бурубайталской свиты кембрия — нижнего ордовика, осложненное рядом S-образных изгибов слоев и мелких складок с крутыми шарнирами, а также разбитое системой продольных взбросов, крутых надвигов и серий поперечных разломов со сдвиговой составляющей.

Бурубайталская свита, вмещающая пластовые тела барита, имеет ритмичное строение. Пачки преобладания кремнистых пород, слагающие четко выступающие в рельефе гряды, чередуются с пачками глинистых, кремнисто-глинистых

сланцев, алевроитистых сланцев и песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Имеются три наиболее крупных горизонта с преобладанием кремнистых пород. Нижние их части сложены листоватыми и тонкоплитчатыми кремнисто-глинистыми, иногда алевроитистыми сланцами, содержащими кремнистые конкреции лепешкообразной и округло-шишковатой формы. Верхняя часть представлена кремнистыми породами, в различной степени углеродистыми. Серия тупых, резко выклинивающихся пластовых тел и линз, а также конкреции барита приурочены ко второму кремнистому горизонту, отличающемуся наибольшим содержанием углерода и преобладанием фтанитов. Однако минерализация отмечается не на всей площади распространения этого литологически очень однородного горизонта, а лишь в северном крыле крупного продольного взброса северо-западного простирания, совпадающего с зоной интенсивного ожелезнения пород. Пластовые тела и линзы барита прослеживаются по простиранию с северо-запада

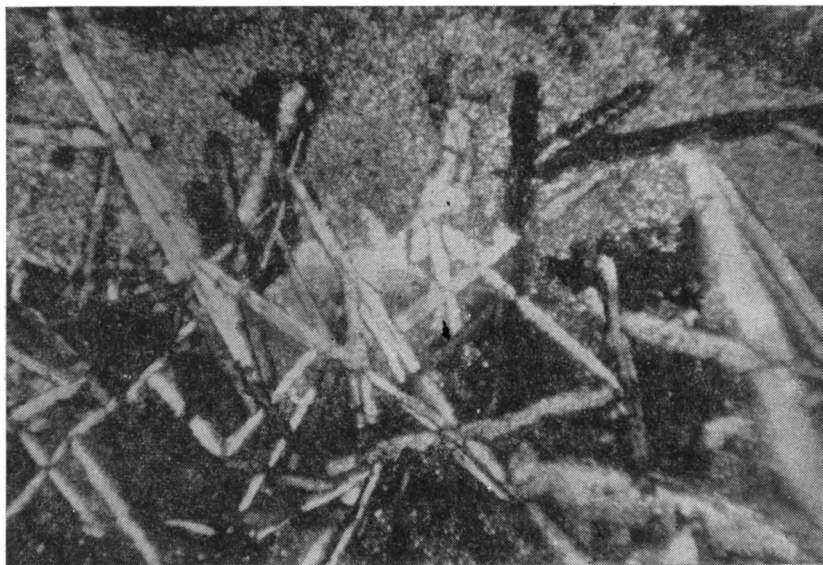
на юго-восток на расстояние около 20 км. Наиболее крупное тело расположено на крайнем северо-западе и имеет мощность около 25 м. Здесь баритовая минерализация распространяется и за пределы пачки фтанитов, захватывая вышележащие интрузивные конгломераты и фосфатоносные песчаники. Мощность остальных тел не превышает 5—10 м. Баритовые руды — светло-серые до темно-серые из-за включения углеродистых частиц, пятнисто-полосчатые, полосчатые. Барит крупно- и среднекристаллический. В подошве и кровле пласта иногда встречаются гигантские кристаллы барита. Руды практически мономинеральные (содержание BaSO_4 65—98%, SrSO_4 0—0,3%, SiO_2 1,5—5%). Кроме барита имеется небольшая примесь кварца. В кровле пласта и в участках выклинивания распространены вкрапленные руды — фтаниты



Фиг. 1. Неравномерное послойное метасоматическое замещение фтанита (темный фототон) баритом (светлый фототон). Часть слоев фтанита полностью замещена баритом (а). В большей части кремнистых слоев (б) видны порфиробласты игольчатых кристаллов барита, секущих микрослои

с вкрапленностью барита. Баритовые руды бедны микроэлементами, в особенности их сплошные крупнокристаллические разновидности.

Рудные тела обычно залегают субсогласно с вмещающими породами, однако текстурные и структурные особенности руд свидетельствуют об их наложенной метасоматической природе. Так, фтаниты смяты в мелкие дисгармоничные складки, баритовое тело имеет плитообразную форму. Бариты не имеют собственных, характерных лишь для них, осадочных текстур. Почти повсеместно сохраняются реликты текстур фтанитов (фиг. 1). По распределению углеродистых частиц улавлива-



Фиг. 2. Порфиробласты игольчатых идиоморфных кристаллов барита в криптозернистой кремнистой массе

ются характерные особенности слоистости фтанитов. Иногда сохраняются реликты слоёв незамещенных или не полностью замещенных фтанитов. При микроскопическом изучении видно, что контакт баритового тела пересекает микрослои фтанитов. Структуры замещения лучше всего наблюдаются в кровле рудного горизонта или в участках его выклинивания. Сначала замещаются слои фтанитов, менее других обогащенные углеродом. В них появляются мелкие кристаллики барита (фиг. 2). Другие слои сохраняют свой состав. Затем порода целиком замещается баритом и лишь по распределению углеродистых частиц и иногда линзочек незамещенного кремнистого материала улавливаются характерные особенности слоистости фтанитов. Такое «просвечивание» текстуры замещенных пород во вновь отложенной гидротермальной массе — один из наиболее характерных признаков метасоматических залежей (Смирнов, 1976). Во вкрапленных рудах кристаллы барита обладают всесторонней огранкой и располагаются беспорядочно, часто секут микрослои кремнистых пород (см. фиг. 1, 2). Такие порфиробластовые структуры также типичный признак метасоматитов (Линдгрэн, 1934; Смирнов, 1976). Присутствие вкрапленных руд и не полностью замещенных баритом фтанитов (см. фиг. 1) создает иллюзию постепенного перехода баритов в кремнистые породы.

В кровле рудного тела среди кремнисто-глинистых сланцев встречаются баритовые конкреции, которые по морфологическим признакам близки диагенетическим кремнистым конкрециям, развитым на этом

же стратиграфическом уровне. Причем имеется серия переходов от кремнистых конкреций к кремнисто-баритовым и баритовым. В баритовых конкрециях иногда можно видеть псевдоморфозы барита по радиоляриям. Иногда баритизация захватывает лежащие к северо-западу (контакт по разрывному нарушению) внутриформационные конгломераты в кремнисто-глинистых сланцах и фосфатоносные песчаники. Неравномерному замещению подвержены цемент и гальки углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, зерна глауконита.

Были изучены газово-жидкие включения в баритовых рудах. Температура гомогенизации первичных включений в кристаллах достигает 280—295° С. Температура гомогенизации первично-вторичных включений лежит в пределах 180—280° С в различных включениях (В. В. Шапенко, МГУ), а температура их декрепитации составляет 200—240° С (Петрова, Казакова, 1976). Вряд ли эти данные точно характеризуют температуру минералообразования, тем более что общий разброс их довольно велик (от 180 до 295°). Однако они позволяют говорить, что температура образования баритов была достаточно высока, чтобы сомневаться в образовании их в ходе накопления и диагенеза осадков.

Таким образом, приуроченность к зоне разрывного нарушения, а не к определенному фациальному типу отложений, четкие текстуры замещения и высокая температура рудообразующих растворов не оставляют сомнения в гидротермально-метасоматическом генезисе данного баритового оруденения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Месторождения располагаются в пределах Байконурского синклинория Южного Улутау и приурочены к породам кокतालской свиты кембрийского возраста. Свита представлена чередованием углеродисто-глинисто-кремнистых пиритоносных, фосфатоносных сланцев, фтанитов, кварцево-серицитовых сланцев и известняков. В структурном отношении месторождение находится на восточном крыле синклинория в зоне крупного конседиментационного Курайлинского разлома, отделяющего Байконурский синклинорий от смежного Майтубинского антиклинория. По изменению состава отложений установлено, что Курайлинский разлом был заложен в рифее, а последние подвижки по нему произошли в конце палеозоя и отложения девона и карбона смещены по этому разлому (Хераскова, 1976). Рудные залежи представляют собой скопления конкреций и сплошные баритовые тела.

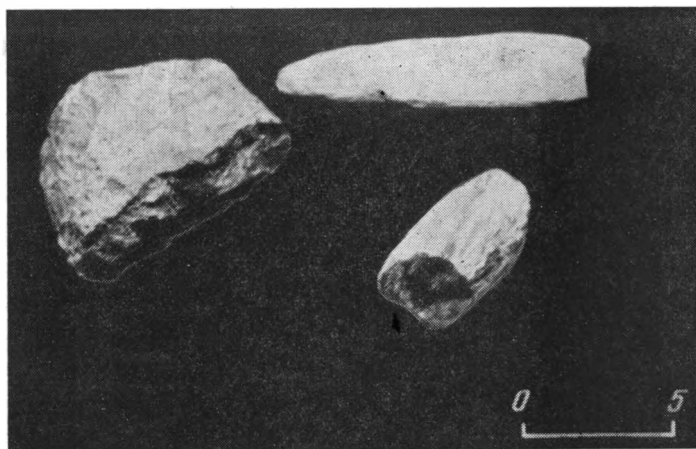
Пачка пород, насыщенная пластовыми телами и конкрециями барита, протягивается к востоку от разлома на расстояние около 45 км при ширине 5—7 км. Максимальное количество баритовых залежей имеется в верховьях р. Курайлы. По простиранию на север (г. Усгырлытау) баритовые руды исчезают, хотя фациальный состав вмещающих пород не изменяется. По простиранию на юг постепенно уменьшается количество баритовых прослоев, начинают преобладать конкреции, затем снова появляются единичные слои баритов, наконец, исчезают и они, хотя вмещающие породы также не претерпевают изменений. Вкрест простирания на запад, одновременно с исчезновением баритовых руд, изменяются и фации кокतालской свиты — уменьшается количество глинистых разностей пород и увеличивается количество карбонатных.

В пластах баритоносных пород ритмично чередуются тонкие глинисто-кремнистые и кварцево-баритовые слои (2—3 мм). Реже кварцево-баритовые породы слагают слои мощностью 5—15 см, в исключительных случаях до 1 м. Они состоят из мелко- или среднезернистого агрегата барита с примесью кварца. Содержание в них отдельных компонентов составляет — BaSO_4 85—90%, SrSO_4 0,5—1,7%, P_2O_5 3%, SiO_2 2—5%.

Баритовые конкреции (фиг. 3) залегают в углеродисто-глинисто-крем-

нистых сланцах, располагаясь в участках выклиниваний пластов барита, а также в сланцах, подстилающих и перекрывающих пластовые тела баритоносных пород. Иногда конкреции сливаются вместе и образуют конкреционные плиты. Слоистость, присущая сланцам, прослеживается в конкрециях. Бариты из пластовых тел и конкреций имеют повышенное содержание ряда микроэлементов, главным образом серебра, свинца, цинка, сурьмы, меди, ванадия.

Баритовые породы по характеру микроритмичной слоистости близки ритмично-слоистым карбонатно-глинисто-кремнистым сланцам, распро-



Фиг. 3. Обломки баритовых конкреций из углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев Байконурского синклиория

страненным на этом же стратиграфическом уровне. Баритовые конкреции морфологически чрезвычайно близки кварцево-карбонатным и кремнистым конкрециям, распространенным в углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах в подошве пачки, включающей пласты и конкреции барита. Эти морфологические особенности указывают на вероятное метасоматическое образование баритовых скоплений.

В баритах месторождений обнаружены так называемые первично-вторичные включения, т. е. включения, которые образуются в момент роста минеральных агрегатов по сингенетичным трещинкам (Ермаков, 1965). Температура их гомогенизации, которая может ориентировочно отвечать температуре минералообразования, по определениям В. В. Шапенко (МГУ) оказалась равной 150° С.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Если сравнить баритовые месторождения Байконурского синклиория и Чиганакское, то бросается в глаза их довольно большое сходство. Оба месторождения приурочены к близким по составу и возрасту толщам углеродисто-кремнисто-глинистых, углеродисто-кремнистых пород, отличительной особенностью которых является повышенное содержание в них ряда микроэлементов: ванадия, молибдена, свинца, цинка, фосфора, бария и других. Фоновые содержания бария достигают десятых долей и даже первых процентов. Содержание микроэлементов в этих кремнистых и кремнисто-глинистых породах зависит от количества углеродистого вещества. Слабоуглеродистые породы бедны микроэлементами. Баритовая минерализация на месторождении Чиганак приурочена к горизонту фтанитов, в наибольшей степени обогащенных углеродистым веществом.

В обоих случаях рудные тела имеют пластовую форму, однако при внимательном рассмотрении часто обнаруживается несогласное положение баритосодержащих пластов. На обоих месторождениях отмечаются текстурные признаки метасоматического замещения баритом материала исходных пород. Данные по гомогенизации газовой-жидких включений и декрепитации указывают, что температуры образования этих включений в баритах достигали 150—250°С, и по всей вероятности, сами бариты образовались при высоких температурах. Наконец, очень четко устанавливается как в региональном плане, так и в пределах месторождений приуроченность их к долгоживущим разрывным нарушениям. Рудные тела в сторону от разломных зон разубоживаются и сходят на нет без видимой смены фациальной обстановки.

Все эти особенности трудно согласовать с представлениями о сингенетичном накоплении баритовых руд. По-видимому, их следует относить к гидротермально-метасоматическим образованиям. Естественно, что сама по себе пластовая форма залежей не может явиться аргументом против такого заключения (Холодов и др., 1971). В то же время обогащенность барием вообще, по-видимому, характерна для фтанитовой формации Центрального Казахстана. Так, С. Г. Анкиновичем и Е. А. Анкинович (1959), В. Н. Холодовым (1973) установлено повышенное содержание ВаО (0,22—2,04%) в кембрийских фтанитах Каратау. Повсеместная обогащенность фтанитов барием вне зон баритового оруденения в Байконурском синклинии отмечалась Б. Б. Голубевым и Т. Н. Херасковой (Хераскова, 1971). Вполне вероятно поэтому, что гидротермальные растворы заимствовали барий из вмещающих осадочных пород, в целом обогащенных этим элементом, вероятно, на стадии седиментации, и перетлагали его при смене физико-химических условий в виде сконцентрированных скоплений. Интересная дополнительная информация была получена при изучении изотопного состава серы баритов и пирита.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1201 (Юпитер). Использовалась серийная трехканальная система напуска (СНИ-3), снабженная блоком электромагнитных клапанов и устройством их автоматического переключения. Напряжения, соответствующие массовым числам 64 ($^{32}\text{SO}_2^+$) и 66 ($^{34}\text{SO}_2^+$), выводились на самописец КСП-4, приспособленный для работы в режиме измерения отношений. Результаты анализов выражаются в принятых единицах $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$. Величина $\delta^{34}\text{S}$ показывает, на сколько промилле концентрация тяжелого изотопа ^{34}S в образце больше (положительные значения) или меньше (отрицательные значения), чем в сере метеоритного троилита. Воспроизводимость результатов измерений в данной серии образцов около $\pm 0,5\text{‰}$.

Результаты изотопных измерений серы в барите и ассоциирующим с ним пирите сведены в таблице.

Как видно из этих данных, и сульфидная, и сульфатная сера баритовых месторождений отличаются исключительно высоким обогащением тяжелым изотопом. Это обогащение обнаруживается практически в каждом изученном образце, подбор которых, если иметь в виду изотопный состав их серы, чисто случаен. По-видимому, утяжеление изотопного состава серы является характерной чертой баритовых месторождений региона и отражает специфические особенности их формирования.

Известен только один природный механизм образования больших скоплений тяжелой серы. Он связан с процессом редукции сульфатов в изолированной системе. При восстановлении сульфата скорость реакции легкого изотопа ($^{32}\text{SO}_4^{2-}$) несколько больше, чем тяжелого ($^{34}\text{SO}_4^{2-}$). Это приводит к тому, что в сероводороде и производных от него сульфидах

№ образца	Характеристика пробы	$\delta^{34}\text{S} \%$
<i>Месторождение Чиганак</i>		
<i>Пластовые руды</i>		
1720	Барит черный радиально-лучистый	48,7
1721	Барит серый мелкозернистый	35,0
1722	То же	39,4
1724	Барит серый среднезернистый	41,3
1726	Барит светлый крупнозернистый	31,5
1728	«Розы» белого барита	36,2
1729	Барит светлый среднезернистый	33,1
1730	То же	30,9
1731	Барит темный среднезернистый	29,0
1732	Барит темный мелкозернистый	42,0
1733	Барит серый среднезернистый	33,9
1734	Барит черный мелкозернистый	46,7
1735	Барит серый крупнозернистый	38,0
1737	То же	37,6
1738	Барит черный сливной	29,8
1739	Барит серый среднезернистый	28,1
1740	Барит темный мелкозернистый	45,1
1741	Барит светлый крупнозернистый	31,2
1742	Барит серый среднезернистый	32,3
1743	Пирит в виде вкрапленности	48,0
1744	То же	28,8
1745	»	31,6
1748	»	30,4
1749	»	33,5
1753	»	31,4
1757	»	35,2
1760	»	27,5
<i>Конкреции</i>		
1725	Барит черный тонковолокнистый	42,6
1727	Барит черный радиально-лучистый	28,8
1736	Барит белый крупнозернистый	32,8
1747	Пирит в виде вкрапленности	26,0
1756	То же	31,1
<i>Байконурское месторождение</i>		
<i>Пластовые руды</i>		
2243	Барит серый среднекристаллический	33,0
2244	То же	25,5
2245	»	34,1
<i>Конкреции</i>		
2246	Барит серый радиально-лучистый	40,2
2247	Барит серый мелкозернистый	32,8
2248	Барит серый радиально-лучистый	34,6

накапливается легкий изотоп ^{32}S , а сера сульфатного остатка, наоборот, утяжеляется. Разница в скоростях реакции ионов с различным изотопным составом называется коэффициентом изотопного фракционирования. Этот коэффициент экспоненциально зависит от температуры. При температурах порядка 20°C для реакции восстановления сульфата он может достигать величины 1,02—1,04. Это означает, что в каждый данный момент в сероводород уходит сера, на 20—40% обогащенная легким изотопом ^{32}S по сравнению с сульфатной серой. При повышении температуры коэффициент изотопного фракционирования быстро уменьшается и уже при $100\text{—}200^\circ\text{C}$ становится по крайней мере вдвое меньшим.

По мере продолжения реакции в условиях закрытой системы все большая часть сульфатной серы переходит в сульфидную и соответст-

венно все больше будет сказываться дефицит легкого изотопа серы в оставшемся сульфате. Таким образом, в ходе реакции восстановления сульфатный остаток обогащается тяжелым изотопом серы и тем в большей степени, чем дальше зашел процесс сульфатредукции. В свою очередь и каждая последующая порция сульфидной серы оказывается тяжелее предыдущей, поскольку в каждый последующий момент времени восстановлению подвергается все более тяжелый сульфат. Этот процесс соответствует понятию сульфатредукции при ограниченном запасе сульфата (закрытая система).

Рассмотренный процесс описывается известным уравнением Релея:

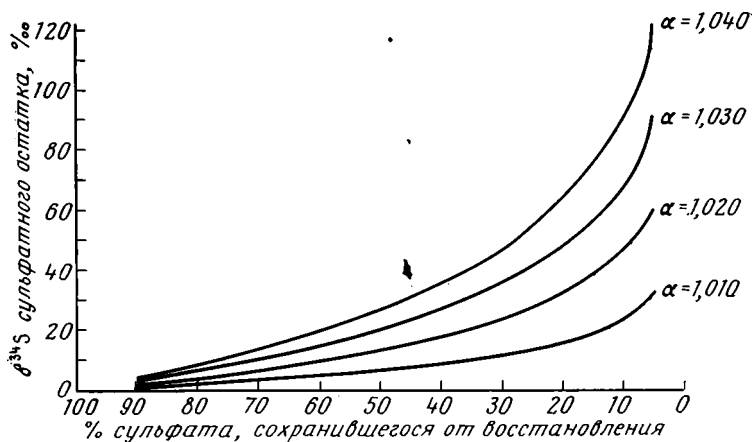
$$N/N_0 = (V_0/V)^{\frac{\alpha - 1}{\alpha}},$$

где N_0 и N — концентрации тяжелого изотопа ^{34}S соответственно в исходном сульфате и в сохранившемся от восстановления сульфатном остатке, V_0 и V — объемы соответственно исходного и оставшегося сульфата; α — коэффициент изотопного фракционирования.

На фиг. 4 проведены соответствующие графики для разных значений α . Нетрудно видеть, что для обогащения сульфатного остатка тяжелым изотопом серы, например на 20‰ по отношению к исходному составу, нужно восстановить около половины исходного количества сульфатов в системе. В действительности это количество должно быть много большим, так как существует целый ряд природных факторов, резко уменьшающих реальный коэффициент изотопного фракционирования. К их числу принадлежат, например, такие факторы, как скорость реакции восстановления, концентрации участвующих в реакции компонентов, характер обмена этих компонентов в системе раствор — порода и т. д. Поэтому максимально наблюдаемое в природных минералах обогащение тяжелым изотопом серы составляет 40—50‰, и известны лишь единичные находки отдельных минералов с большими значениями $\delta^{34}\text{S}$. Таким образом, обнаруженное на баритовых месторождениях Центрального Казахстана обогащение тяжелым изотопом серы можно отнести к предельным случаям такого обогащения для природных условий, если учесть огромную массу баритовых залежей, разбросанных на большой территории. Механизм такого обогащения может быть только процесс редукции сульфатов. Для того чтобы понять, каким образом мог реализоваться этот процесс при формировании баритовых залежей, обратимся к некоторым природным примерам редукции сульфатов и утяжеления изотопного состава их серы.

Современный океан и иловые осадки. Сера в океане находится в постоянном круговороте. Полная смена океанического сульфата происходит всего за несколько млн. лет. Изотопный состав сульфатной серы речного стока близок к среднему изотопному составу серы Земли ($\delta^{34}\text{S}=0$). В океаническом же сульфате сера значительно утяжелена ($\delta^{34}\text{S}=+20$ ‰). Это утяжеление связано с редукцией сульфатов в придонных илах. В результате в илах накапливаются сульфиды, уносящие избыток легкого изотопа ^{32}S , и средний изотопный состав серы диagenетических сульфидов близок к -20 ‰. Однако он очень непостоянен и иногда сильно различается даже в пределах небольших объемов совершенно однородного осадка. Как известно, часто количество сульфидной серы намного превосходит то ее количество, которое могло содержаться в составе сульфатов поровых вод. Н. М. Страхов объяснил это явление «насыщением» илом придонной воды. С позиций рассматриваемого нами вопроса это означает существование открытой системы при сульфатредукции. Действительно, очень легкая по изотопному составу сера большинства диagenетических сульфидов прямо говорит о существовании открытой системы. Однако, начиная с некоторого момента времени, под-

ток придонной воды в ил затрудняется или прекращается вовсе, и если восстановление продолжается, то идет оно уже в условиях ограниченного запаса сульфатов. Поэтому в современных осадках на некоторой глубине от поверхности могут быть встречены сульфиды и сульфаты поровых растворов с иной, более тяжелой по своему изотопному составу серой. Такие случаи, действительно, хорошо известны. Так, например, в современных осадках Кильского залива изотопный состав сульфатной серы поровых вод по одной из скважин плавно возрастал с глубиной от $+20\text{‰}$ на поверхности до $+60\text{‰}$ на глубине 30 см. Количество сульфата при этом сократилось в 6 раз. Это соответствует примерно коэффициенту изотопного фракционирования 1,03 (Hartmann, Nielsen, 1969).



Фиг. 4. Кривые изменения изотопного состава сульфатной серы в зависимости от степени восстановления сульфата при разных значениях коэффициента изотопного фракционирования

Подобные примеры можно было бы без труда умножить. Важно отметить, что в этом процессе принципиально не могут накопиться сколь-нибудь значительные массы серы, резко обогащенной тяжелым изотопом. Как общее правило, сера диагенетических сульфидов имеет очень легкий изотопный состав, а количество сульфатов в поровых растворах с серой, существенно обогащенной тяжелым изотопом относительно сульфата морской воды, слишком мало, чтобы повлиять на состав диагенетических сульфатных минералов.

В противоположность сульфидной сере осадков сульфат океанической воды очень однороден по изотопному составу серы и постоянен на протяжении почти всей геологической истории, о чем можно судить по изотопному составу серы эвапоритов (Виноградов, 1973).

Сульфаты в кэпроках соляных куполов. Сульфаты неизменных эвапоритов наследуют изотопный состав серы солеродных бассейнов и в подавляющем большинстве случаев характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ около $+15$ — $+20\text{‰}$. В том случае, если они вступают в контакт с органическим веществом (нефть, газ), появляется возможность сульфатредукции, и эта возможность, как правило, реализуется. Практически все сероводородные газы осадочного чехла являются результатом этого процесса. Сульфатредукция может осуществляться как за счет бактериальной деятельности, так и неорганическим путем при повышенных температурах. Одним из способов реализации восстановления сульфатов эвапоритов являются структуры соляных куполов. Кэпроки их и периферийные части содержат обломки сульфатных пород. Общая нарушенность залегания пород в зоне соляных штоков создает предпосылки для циркуляции и разгрузки пластовых вод и различных углеводородов. В ре-

зультате активно развиваются процессы сульфатредукции, причем часто реакция идет в условиях закрытой системы, так как отдельные участки сульфатных пород изолированы друг от друга. Поэтому обычно в кэпроках соляных куполов образуются сульфаты с очень разной и в том числе очень тяжелой по изотопному составу сульфатной серой. То же самое характерно и для сульфидной серы соляных куполов.

Так, например, в соляных куполах Донбасса (купола Адамов и Степковский) изотопный состав сульфатной серы колеблется от нормальных для неизменяемых сульфатов значений $\delta^{34}\text{S}$ около $+18\text{‰}$ до значительно более высоких ($+30\text{‰}$ и выше). В сульфидах, в том числе рудных, в пределах этих куполов обнаружены значения $\delta^{34}\text{S}$ в пределах от $+10$ до $+30\text{‰}$. Аналогичные результаты получены в районе выхода трускавских минеральных вод, где геохимическая обстановка сходна с солянокупольной (Виноградов, 1969). Еще более показательны данные по соляным куполам Техаса (Faely, Kulp, 1957). Сульфатная сера там характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от $+15$ до $+60\text{‰}$.

Подобные примеры тоже нетрудно умножить. Все они говорят, что в условиях локальной разгрузки нефтяных вод или нефтей в сульфатные породы происходит восстановление сульфатов и как следствие этих процессов возникают минералы серы с очень разным и часто резко утяжеленным изотопным составом. Естественно, что подобные проявления, хотя и отличаются значительными масштабами, все же носят локальный характер.

Восстановительные процессы в пластовых сульфатах. Восстановление сульфатов может происходить и непосредственно в пластовых условиях. Интенсивность процесса кроме факторов физико-химического характера зависит от возможности непосредственного контактирования реакционноспособных органических веществ с гипсо-ангидритами. Такие условия обычны в реальной природной обстановке, поскольку обычен парагенезис вода — соль — нефть. В результате нефти, углеводородные газы или воды, содержащие углеводороды, имеют возможность контактировать с гипсо-ангидритами на больших площадях распространения эвапоритовых формаций. Именно вследствие этого образуются высококонцентрированные сероводородные воды и газы (Белый, Виноградов, 1972), типичные для многих нефтегазоносных провинций мира.

Процесс пластовой сульфатредукции приводит к окислению углеводородов и уничтожению из разреза сульфатных пород. Соответственно в ходе сульфатредукции оставшиеся невосстановленными сульфаты постепенно обогащаются тяжелым изотопом серы. Процесс этот геологически медленен, и чем древнее породы, тем при прочих сходных условиях вероятнее региональное обогащение их тяжелым изотопом серы.

Реальным примером регионального утяжеления серы эвапоритов являются кембрийские соленосные отложения Сибирской платформы. Здесь на огромной территории развития соленосных формаций изотопный состав серы ангидритовых толщ характеризуется значениями в пределах от $+26$ до $+50\text{‰}$ (Виноградов, 1973; Виноградов, Пустыльников, 1977). Это утяжеление серы ангидритов проявлено столь широко, что долгое время не удавалось найти разрезы соленосных отложений, в которых сохранились бы сульфаты с составом серы, унаследованным со времени осадкообразования. Оно означает, что в ходе эпигенетических преобразований по крайней мере 50% исходного количества сульфатов было выведено из разреза только за счет сульфатредукции. Естественно, что процесс этот сопровождался окислением огромных количеств углеводородов. Эпигенетические сульфиды среди кембрийских отложений Сибирской платформы также часто обогащены тяжелым изотопом серы до $+30$ — $+50\text{‰}$ (Виноградов, Илупин, 1972).

Рассмотренный пример наглядно показывает, что восстановление осадочных сульфатов углеводородами в пластовых условиях служит мощ-

ным механизмом изотопного фракционирования и накопления избыточных количеств тяжелого изотопа в региональном масштабе.

Генетические выводы, которые с несомненностью следуют из данных по изотопному составу серы в баритах, могут показаться необычными. Чтобы этого не произошло, мы специально подробно рассмотрели механизм резкого обогащения серы тяжелым изотопом и некоторые конкретные примеры действия этого механизма. Несомненно, что изотопный состав серы, зафиксированный сейчас в пиритах и баритах двух групп баритовых месторождений Центрального Казахстана, возник аналогичным образом. Тяжелая сера в баритах — это, по-видимому, остаток некогда огромных масс сульфатов, уничтоженных при их восстановлении. Следы былого существования сероводорода, который возникал в ходе сульфатредукции, зафиксированы в составе серы парагенных с баритом сульфидах железа, о чем можно судить по изотопному составу пиритной серы. Следы существования эвапоритов среди пород разреза фиксируются только в изотопном составе сульфатной серы. Сами породы эвапоритовых фаций — гипсы, ангидриты и, может быть, соли — исчезали из разреза. Они были уничтожены при эпигенезе пород и последующем их метаморфизме. Восстановление сульфатов происходило под воздействием углеводородных соединений типа нефтей, и, может быть, теперешние углеродисто-кремнистые сланцы являются свидетелями былой зараженности пород разреза подвижными углеводородами.

Сейчас трудно сказать, какая часть стратиграфического разреза была соленосна, и происходила ли редукция сульфатов непосредственно вблизи зоны формирования баритовых залежей, или растворы, уже обогащенные тяжелым изотопом серы, мигрировали на большие расстояния. Это вопрос, требующий специального изучения. Можно полагать только, что в ходе циркуляции нефтяных вод по кремнистым осадкам, обогащенным барием еще на стадии седиментации, происходило накопление в водах бария. Смещение содержащих барий растворов с сульфатными вызывало образование барита. Таким образом, пластовый характер циркуляции рудоносных растворов предопределил пластовую форму залежей, а необходимость смешения малосульфатных баритсодержащих и сульфатных растворов определила приуроченность рудных тел к разломным зонам.

ВЫВОДЫ

1. Положение стратиформных баритовых месторождений Центрального Казахстана (Байконурского и Чиганак) четко контролируется зонами разломов.

2. Обнаружены явные признаки несогласного положения ряда баритовых тел и признаки метасоматического замещения баритом вмещающих пород.

3. Температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений свидетельствуют о высокотемпературном образовании баритов.

4. Обнаружен необычно тяжелый состав серы в баритах и ассоциирующихся с ними пиритах.

5. Полученные факты позволяют заключить, что баритовые месторождения Центрального Казахстана являются эпигенетическими. Источником бария могли быть сами кремнистые породы рудовмещающих горизонтов, обогащенные этим элементом еще на стадии осадконакопления. Источником сульфатной серы с необычно тяжелым изотопным составом могли быть залежи сульфатных пород, которые подверглись активной сульфатредукции. В качестве восстановителя выступали, по-видимому, подвижные углеводороды нефтяного типа.

- Азербиев Н. А., Кузнецевский А. Г.* Некоторые особенности Чиганакского месторождения барита. Информ. сб. н.-н. работ за 1973 г.— Тр. ИГН АН КазССР, 1974.
- Анкинович С. Г., Анкинович Е. А.* Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау.— Тр. Каз. горно-металлург. ин-та, 1959, № 18.
- Белый В. М., Виноградов В. И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса высококонцентрированных сероводородных газов нефтегазоносных областей. Геол. нефти и газа, 1972, № 7.
- Виноградов В. И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Виноградов В. И.* Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. В кн.: Очерки геохимии некоторых элементов. М., «Наука», 1973.
- Виноградов В. И., Илупин И. П.* Изотопный состав серы в кимберлитах Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6.
- Виноградов В. И., Пустыльников А. М.* Изотопный состав серы в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск, «Наука», 1977, т. 2.
- Ермаков М. П.* Термометрия глубинных процессов рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
- Каюпов А. К., Кузнецевский А. Г., Мирошниченко Л. А.* К металлогении Сарытумской зоны.— Вестн. АН КазССР, 1970, № 11.
- Линдгрен В.* Минеральные месторождения, вып. 1. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Петрова С. Н., Казакова М. П.* Типы баритовых конкреций месторождения Чиганак (Казахстан), их состав и условия образования (тезисы доклада).— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. Л., 1976.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
- Хераскова Т. Н.* Раннегеосинклинальные формации Байконурского синклинория. Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4.
- Хераскова Т. Н.* Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклинория. Вестн. МГУ. Геология, 1971, вып. 4.
- Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 251.
- Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледа Г. А.* К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях. Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Faely H. W., Kulp I. L.* Origin of Gulf salt dome sulfur deposits.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. geol., 1957, v. 41, No. 8.
- Hartmann M., Nielsen H.* $\delta^{34}\text{S}$ -werte in rezenten Meeresedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee.— Geol. Rundschau, 1969, Bd 58, No. 3.

Геологический ин-т АН СССР,
Москва,
ГИГХС,
Люберцы

Дата поступления
10.V.77

УДК 553.632.068(574.1)

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
И НАКОПЛЕНИЯ СУЛЬФАТНЫХ СОЛЕЙ КАЛИЯ
В ПРЕДУРАЛЬСКО-ПРИКАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ**

А. И. АЗИЗОВ, И. Н. ТИХВИНСКИЙ

Сульфатные соли калия, представленные в основном полигалитом, реже каннитом и лангбейнитом, в кунгурской соленосной толще Предурально-Прикаспийского бассейна развиты примерно в тех же районах, что и хлоридные. Высококондиционные залежи образует лишь полигалит, но только в предуральской части бассейна. В кунгурской толще максимум сульфатно-калиевой седиментации предшествовал максимуму хлоридно-калиевой. Рассматриваемые соли образовались в условиях поступления в солеродный бассейн гипергенного вещества, главным образом сульфат-ионов. Приуроченность высококондиционных залежей полигалита в предуральской части бассейна объясняется повышенным количеством выпадавших на горном Урале в кунгурской толще атмосферных осадков и в связи с этим относительно большим количеством поступавшего в предуральскую часть солеродного бассейна гипергенного вещества.

Закономерности размещения и накопления калийных солей в Предурально-Прикаспийском бассейне, связанных с кунгурской соленосной толщей, освещаются в ряде работ (Корневский, Воронова, 1966; Тихвинский, 1976_{1,2}). Однако речь в них идет о калийных солях вообще или преимущественно о хлоридных калийных солях. Закономерности же размещения и условия образования месторождений сульфатных солей калия, являющихся по сравнению с хлоридными калийными солями дефицитным видом сырья (идущим для производства сульфатно-калиевых и других бесхлорных калийных удобрений), анализировались до сих пор лишь в общих чертах (Азизов, 1975; Тихвинский, 1976₂). Данные и выводы, изложенные ниже, восполняют этот пробел.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СУЛЬФАТНО-КАЛИЕВЫХ СОЛЕЙ

Сульфатные соли калия в рассматриваемом бассейне представлены главным образом тремя порообразующими минералами: полигалитом, каннитом и лангбейнитом. Они присутствуют в основном в тех же районах, где в разрезе кунгурской толщи имеются и хлоридные калийные соли. Но в ряде районов хлоридные и сульфатные соли калия совместно не встречаются. Так, на Линевской структуре, к северу от Хобдинской геофизической аномалии (по-видимому, лишенной вообще калийной минерализации), а также к югу и востоку от этого района выявлены сильвин и карналлит, а в Бельской впадине Предуральского прогиба (кроме ее севера) — только полигалит.

По характеру сульфатно-калиевой минерализации кунгурской соленосной толщи бассейн четко подразделяется на две области: Прикаспийскую и Предуральскую. В Прикаспийской области наиболее широко

из сульфатных солей калия развит полигалит, но в отдельных районах породообразующими иногда являются каинит и лангбейнит. В северной и северо-западной части области полигалит входит в состав в основном полигалит-галитовых, а также ангидритовых пород, содержащих различное количество карбонатов магнезит-доломитового ряда и галита. В первых он присутствует в виде прослоек полигалит-ангидритовой породы мощностью до 2—3 м, содержащих полигалита до 30—35%, а чаще в виде неравномерной рассеянной минерализации отдельных пачек пластов, при этом среднее содержание полигалита в породе не превышает 10%. В карбонатно-галит-ангидритовых породах оно достигает 30—35%. Вертикальная мощность некоторых пачек полигалит-галитовых пород иногда составляет несколько сот метров, а пластов других пород — значительно меньше, ограничиваясь максимум первыми десятками метров.

В центральной части области и на Озинской структуре полигалит присутствует и в иных ассоциациях, в которых породообразующими минералами являются сильвин, карналлит, кизерит, каинит. Каинит кроме Озинской обнаружен на Шугульской, Индерской и Сатимолинской структурах, т. е. преимущественно в центральной части Прикаспийской впадины. Он входит в состав линз галит-каинитовых, галит-кизерит-каинитовых, галит-карналлит-каинитовых и карналлит-галит-сильвин-каинитовых пород. Все эти минеральные ассоциации почти всегда содержат в небольших количествах кизерит (во второй он является породообразующим) и полигалит. Вертикальная мощность пластов перечисленных пород достигает 19 м, а содержание каинита в отдельных образцах 71%. Лангбейнит встречен пока только на структурах Индер и Сатимолы. Он входит в состав галит-лангбейнитовых пород. Мощность их не превышает 4 м, а содержание лангбейнита достигает 67%. В качестве примеси в этих породах почти всегда присутствуют астраханит, каинит, полигалит. Размеры тел, содержащих каинит и лангбейнит, незначительны.

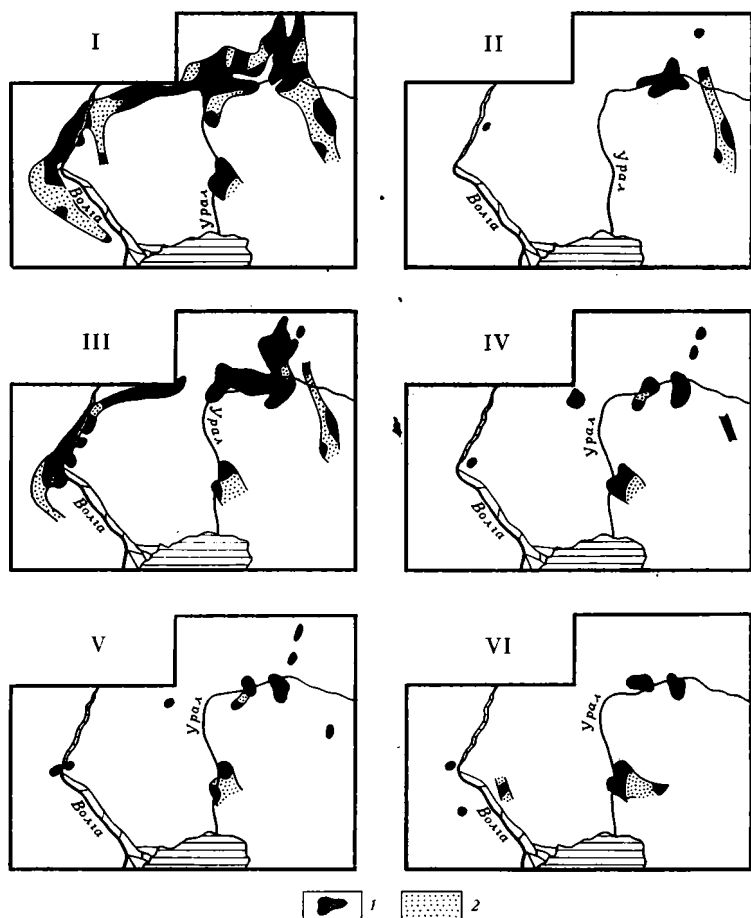
В Предуральской области из сульфатно-калиевых минералов развит также в основном полигалит, лишь местами (Красноярская и Акджарская структуры) обнаружены незначительные проявления каинита. Полигалит входит в состав полигалит-галитовых и галит-полигалитовых пород. Мощность линз последних иногда достигает 39 м, а валовое содержание полигалита в породах — 80—85%. Такие залежи выявлены на Жилианской структуре. Менее мощные, но с высокими концентрациями полигалита (свыше 50%), залежи вскрыты единичными скважинами на Акджарской, Ащебулакской, Базыровской, Буранной, Илецкой, Каировской, Красноярской структурах. Пласты полигалитсодержащих пород вскрыты скважинами также на ряде структур, близлежащих к Жилианской, — Табантальской, Акшатской, Южно-Петропавловской, Подгорненской и, по геофизическим данным, на Биштамакской, Актюбинской и Драгомировской.

Итак, главным породообразующим сульфатно-калиевым минералом в Предуральско-Прикаспийском бассейне является полигалит, и по существу лишь он образует высококондиционные залежи сульфатно-калиевых руд, причем только в Предуральской области.

Анализ распределения сульфатно-калиевых минералов в разрезе кунгурской соленосной толщи бассейна на базе разработанной И. Н. Тихвинским (1974, 1976) схемы стратиграфического ее расчленения показал следующее. Полигалит наиболее широким латеральным развитием пользуется в самых нижних, улаганских слоях верхнеиренского подгоризонта (фиг. 1). Именно с этими слоями связаны его высококондиционные залежи в Предуральской области. В меньшей мере полигалит распространен в цикле III эльтонских слоев, в еще меньшей — в циклах II, IV—VI этих слоев и в челкарских слоях. Каинит приурочен к улаганским слоям (Шугуль, Сатимолы) и к циклу VI эльтонских слоев (Ин-

дер), линзы лангбейнитсодержащих пород — также к улаганским слоям (Сатимола) и к циклу VI эльтонских слоев (Индер).

Анализ изложенных сведений в сопоставлении с другими данными и выводами позволяет выявить интересную особенность эволюции хлоридно-калийной и сульфатно-калийной седиментации во времени и дифференциации ее по латерали. Как уже отмечалось (Тихвинский, 1976),

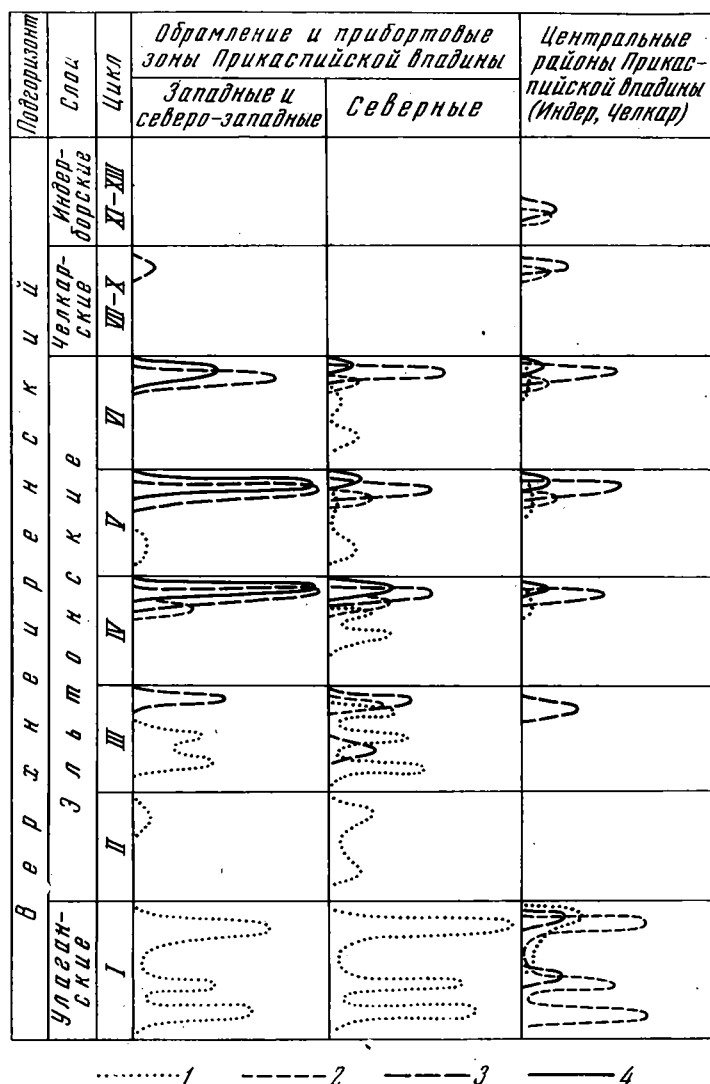


Фиг. 1. Схемы распространения полигалитсодержащих пород в различных циклах кунгурской соленосной толщи Предуральско-Прикаспийского бассейна. Составил И. Н. Тихвинский

I—VI — циклы; районы распространения полигалитсодержащих пород в улаганских и эльтонских слоях: 1 — установленные, 2 — предполагаемые

хлоридное калиенакопление началось в Предуральско-Прикаспийском бассейне в филипповское время, но было выражено крайне слабо и локально (Индер, Эльтон). Аналогичный характер оно имело и в раннеиренское время. В улаганское время ареал садки хлористых солей калия расширился, причем шла она в пределах унаследованных тектонических погружений, по-прежнему в основном в центральных районах впадины. Широкого размаха хлоридная калийная седиментация достигла во второй половине эльтонского времени, когда наряду с уменьшением садки силвина происходило последовательное расширение ареала и масштабов садки карналлита. Именно во второй половине эльтонского времени процесс галогенной седиментации трижды (циклы IV, V, VI) до-

ходил до эвтоники, и в ряде районов бассейна шло осаждение больших масс бишофита, особенно значительных в Волгоградском Поволжье. В челкарское, но главным образом в индерборское время область хлоридной калийной седиментации существенно сузилась, а масса выпавших в осадок хлоридов калия резко уменьшилась. Таким образом, в



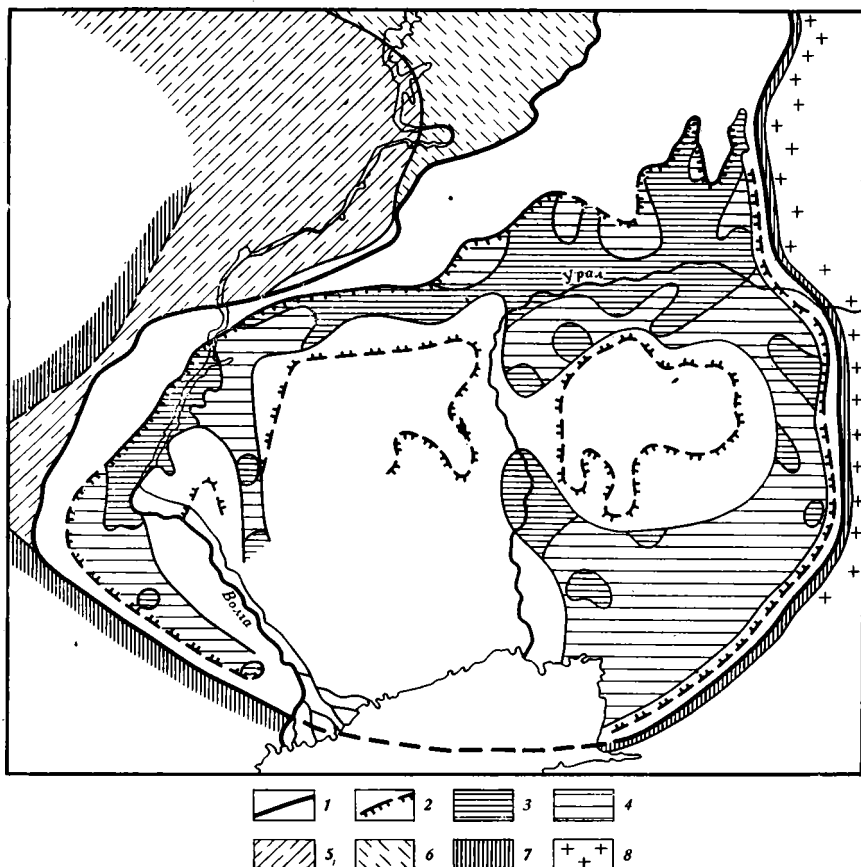
Фиг. 2. Схематические графики относительного количественного распределения полигалита, сильвина, карналлита и бишофита по разрезу иренского горизонта кунгурского яруса Прикаспийской впадины. Составил И. Н. Тихвинский

1 — полигалит, 2 — сильвин, 3 — карналлит, 4 — бишофит

течение кунгурского века происходило постепенное расширение ареала и возрастание масштабов хлоридной калийной седиментации, достигшее апогея во второй половине эльтонского времени, а затем довольно быстрое затухание ее (фиг. 2). Причины подобной эволюции процесса хлоридно-калийной седиментации обычные для солеродных бассейнов, а именно нарастание солености кунгурского бассейна, увеличение в нем запасов калия, а затем сокращение последних вследствие осаждения

больших масс калийных солей и сокращения поступления в него калия.

Существенно иной последовательностью характеризовалось развитие в кунгурском солеродном бассейне процесса сульфатного калиенакопления (фиг. 2). Сульфаты калия, осаждающиеся в этом бассейне преимущественно в виде полигалита, накапливались в основном по западной, северной и восточной периферии его, тогда как в ряде районов внутрен-



Фиг. 3. Карта распространения полигалитсодержащих пород в верхнеиртышском подгоризонте Предуральско-Прикаспийского бассейна и литологического состава пород суши, окружавшей иртышский бассейн. Составил И. Н. Тихвинский

Границы распространения: 1 — иртышских отложений, 2 — калиеносной толщи; районы распространения полигалитсодержащих пород: 3 — установленные, 4 — предполагаемые; районы распространения на поверхности суши: 5 — известняков и доломитов, 6 — ангидритов и гипсов с прослоями доломитов, 7 — терригенных пород с прослоями карбонатных, 8 — осадочных, вулканогенно-осадочных и изверженных пород

ней части бассейна сульфатно-калийная седиментация места не имела (фиг. 3). Эти и другие данные позволяют установить следующее.

Полигалитовая седиментация началась в кунгурском бассейне уже в филипповское время, однако масштабы ее были незначительны, причем она шла, видимо, только в пределах Предуральского прогиба и на Приволжской моноклинали Волгоградского Поволжья. Аналогичная обстановка сохранялась и в раннеиртышское время. Существенного размаха садка полигалита достигла в улаганское время, причем происходила она в основном по периферии области калиенакопления и в значительно меньшей мере в некоторых центральных районах впадины. В эльтонское время ареал и масштабы полигалитовой седиментации планомерно цик-

лически сокращались. При этом, как и прежде, садка полигалита осуществлялась в основном на севере области калиенакопления. Во второй половине эльтонского времени она имела место лишь в отдельных районах этой области. В челкарское время масштабы полигалитовой седиментации еще более уменьшились, в индерборское время она почти полностью прекратилась (незначительные проявления полигалита отмечены лишь на Индере).

Таким образом, эволюция процесса полигалитовой седиментации прошла следующие стадии: 1) незначительная по масштабам садка полигалита на фоне столь же незначительной хлоридной калийной седиментации (филипповское и раннеиренское время); 2) максимальный размах полигалитовой седиментации, являвшейся по периферии области калиенакопления господствующей, а в центральных районах шедшей наряду с садкой хлористых калийных солей, преимущественно сильвина (улаганское время); 3) прогрессирующее сокращение ареала и масштабов полигалитовой седиментации, происходившее на фоне все большего размаха хлоридной (вначале преобладающе сильвиновой, а затем во все большей мере и карналлитовой) калийной седиментации (эльтонское время); 4) существенное затухание садки полигалита (челкарское время) и прекращение ее (индерборское время), как и калиенакопления вообще.

Прежде чем анализировать причины отмеченной инверсии распределения хлоридной и сульфатной калийной минерализации во времени рассмотрим состав и строение разрезов кунгурской галогенной толщи в целом, составляющих их седиментационных циклов и распределение в них других солей.

ТИПЫ, СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РАЗРЕЗОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ КУНГУРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

По вещественному составу разрезы и слагающие их седиментационные циклы рассматриваемой соленосной толщи могут быть подразделены на два типа: хлоридный и хлоридно-сульфатный. Разрезы и циклы первого типа характеризуются тем, что в них калийно-магниевые соли представлены только хлоридами, сульфатные соли даже в качестве примеси отсутствуют. Таковы разрезы соленосной толщи Линевской структуры, некоторых других структур, расположенных вокруг области Хобдинской геофизической аномалии и т. д. Для хлоридно-сульфатного типа разрезов и седиментационных циклов характерно присутствие того или иного количества сульфатных солей в виде пластов или хотя бы в виде примеси в других породах. Этот тип разрезов и седиментационных циклов развит в Предуральско-Прикаспийском бассейне широко.

К настоящему времени твердо установлено, что хлоридный тип разрезов и седиментационных циклов мог формироваться только в условиях хлоркальциевого гидрохимического режима соленакпления, а хлоридно-сульфатный тип, с которым также связаны калийные соли, — в условиях хлормagneвского гидрохимического режима¹. Более полную картину условий формирования этих типов дает анализ строения и состава отдельных седиментационных циклов и их распределения по латерали и по стратиграфическому разрезу кунгурской толщи.

Седиментационный цикл принято рассматривать в объеме нескольких зон или пластов соляных и несоляных пород. Порядок залегания их отражает эволюцию солеродного раствора в процессе его выпаривания. Ниже в качестве иллюстрации охарактеризовано строение и состав завершенных циклов, полученных путем выпаривания наиболее типичных

¹ Здесь авторы используют гидрохимическую классификацию природных вод, предложенную В. А. Суслиным (1948).

растворов,— важнейших возможных аналогов древних солеродных растворов, а именно океанической воды, рапы оз. Индер, рапы Кара-Богаз-Гола и хлоркальциевого рассола. В результате выпаривания океанической воды установлено (Ильинский, 1948) пять зон кристаллизующихся продуктов (снизу): 1) гипс-ангидритовая, 2) галитовая, 3) сульфатов магния (галит+эпсомит или гексагидрит), 4) карналлитовая (галит+эпсомит+карналлит) и 5) бишофитовая (галит+эпсомит+карналлит+бишофит). В колонке, сформировавшейся при выпаривании рапы оз. Индер, отмечено (Валяшко, Лепешков, 1934) в сравнении с океанической колонкой отсутствие зоны сульфатов магния и в то же время наличие нормальной сильвинитовой зоны, что, вероятно, связано соответственно с низкой концентрацией сульфата магния в рапе озера и с повышенной концентрацией в ней калия. Однако появление нормальной сильвинитовой зоны в данном случае и отсутствие ее в океанической колонке обусловлено, возможно, и другими причинами. При выпаривании рапы Кара-Богаз-Гола установлена (Лепешков, Фрадкина, 1959) такая последовательность зон: 1) галитовая (с гипсом), 2) астраханит-эпсомитовая (галит+астраханит+эпсомит+пентагидрит), 3) пентагидритовая (галит+пентагидрит), 4) карналлит-каинитовая (галит+карналлит+пентагидрит+каинит), 5) бишофитовая (пентагидрит+каинит+бишофит+галит, затем пентагидрит+бишофит). Колонка хлоркальциевого галогенеза (Василевская и др., 1965) отличается от охарактеризованных выше наличием зоны хлоридов кальция, располагающейся над бишофитовой, и отсутствием зоны сульфатов магния и натрия.

Порядок залегания разных солей в полигалит-, каинит- и лангбейнитсодержащих циклах естественных разрезов галогенных толщ, а поэтому нередко и объем циклов и вместе с тем их происхождение изучены до сих пор еще недостаточно. В настоящее время наиболее популярна и в то же время наиболее разработана точка зрения (Валяшко, 1962 и др.), согласно которой калиеносные галогенные толщи образовались из древних океанических вод, похожих по составу на современные. При этом, однако, установлено, что сульфаты калия непосредственно из океанической воды путем ее выпаривания не кристаллизуются. Поиски на основе океанической гипотезы ответа на вопрос о том, как же образовалась сульфатно-калиевая минерализация ископаемых соленосных толщ, привели М. Г. Валяшко к следующим предположениям. Каинит и лангбейнит являются продуктами постседиментационной переработки солей, зоны хлоридов калия, образующейся при выпаривании океанических вод. Полигалит образуется в результате преобразования новосадки гипса под действием на него рапы, сгущенной до начала садки из нее хлоридных калийных солей, но так как в эту стадию в океаническом растворе не остается кальция, необходимого для кристаллизации полигалита, для реализации указанного процесса обязателен был привнос в солеродный бассейн гипергенного кальция. В результате все названные породообразующие сульфатно-калиевые минералы стали рассматриваться М. Г. Валяшко как составные компоненты зоны хлоридов калия нормальной океанической колонки, причем каинит и лангбейнит — как продукты их эпигенеза. Вместе с тем ряд исследователей, в том числе и М. Г. Валяшко, не исключают возможности непосредственной кристаллизации этих минералов из океанической воды.

В Предуральско-Прикаспийском бассейне можно выделить два подтипа разрезов и седиментационных циклов кунгурской толщи, содержащих сульфатные соли.

Первый подтип характеризуется присутствием из сульфатных солей преимущественно полигалита. Разлит он на большей части площади распространения калийных солей: в северо-западной, северной и восточной (Предуральская область) краевых частях бассейна. В качестве примеров приведем разрез Жилинского месторождения, сводный разрез фациаль-

ной зоны В-П Приволжской моноклинали и разрез Николаевской опорной скважины № 2.

Разрез Жилианского месторождения по вещественному составу четко разделяется (Лобанова, 1960) на три части. Нижняя, полигалитовая часть состоит из нескольких циклов, каждый из которых складывается внизу карбонатно-ангидритовой породой, в средней части — каменной солью, в верхней — полигалитовой породой; в последней в качестве характерных примесей присутствуют глауберит, ангидрит, магнезит и галит. Средняя часть разреза представлена двумя циклами переслаивания ангидрита с каменной солью. Циклы верхней части состоят из сменяющих друг друга вверх по разрезу пластов карбонатно-ангидритовой породы, каменной соли и пластов зоны хлоридов калия. Зона хлоридов калия представлена в основном сильвинитами двух разновидностей: пестрыми, содержащими примесь полигалита (5—7%), и полосчатыми, без примеси сульфатных солей калия.

К этому следует добавить, что в некоторых полигалитоносных циклах кунгурского разреза Предуральской области (Каировская структура) присутствует глауберитовая зона (глауберит + ангидрит + галит), расположенная между нормальной галитовой и полигалитовой.

В фациальной зоне В-П Приволжской моноклинали выявлен (Кольцова, 1974) следующий сводный разрез соляной толщи (снизу): 1) доломит-магнезит-ангидритовая порода, вверху с полигалитом; 2) каменная соль с примесью ангидрита и полигалита; 3) галит-магнезит-ангидрит-полигалитовая порода; 4) полигалит-галитовая порода; 5) карбонатно-ангидритовая порода; 6) каменная соль; 7) карбонатно-ангидритовая порода; 8) каменная соль с примесью ангидрита, в средней части с пачкой полигалит-галитовых пород; 9) ангидрит; 10) карналлитовая порода; 11) бишофитовая порода с карналлитом и галитом, с примесью эпсомита, полигалита и ангидрита; 12) ангидрит; 13) каменная соль с примесью ангидрита, карналлита, кизерита и полигалита; 14) карналлитовая порода; 15) глинисто-доломит-ангидритовая порода; 16) каменная соль с прослойками ангидрита; 17) ангидрит. Особенностью этого разреза является присутствие полигалита даже в базальных зонах циклов самой нижней части разреза кунгура.

В разрезе Николаевской опорной скважины № 2 прослежены (Яриков и др., 1964) следующие породы (снизу): 1) галитовая с примесью ангидрита (до 35—40%), полигалита (0—8%), доломита (0—15%); 2) полигалит-галитовая; 3) галитовая с примесью ангидрита; 4) карналлит-галитовая с примесью сильвина, бишофита, кизерита, эпсомита, ангидрита; 5) бишофитовая с примесью галита, карналлита, эпсомита, гипса; 6) галитовая с прослойками ангидрита и доломита, внизу с включениями карналлита (пределы содержания 1—16%), полигалита (2—11,3%), эпсомита (8—24%), кизерита (до 4%), бишофита (8—21%).

Как явствует из приведенных данных, в целом для разрезов Приволжской моноклинали характерно присутствие пластов бишофитовых пород и частных проявлений (примесь, иногда значительная) сульфатов магния — кизерита и эпсомита.

Общей особенностью рассмотренного подтипа хлоридно-сульфатных разрезов, отличающей его от океанической колонки, является отсутствие в нем нормальных зон сульфатов магния. Сульфатно-магниевого соли присутствуют в разрезах данного подтипа лишь в качестве примеси в других породах.

Второй подтип хлоридно-сульфатных разрезов и седиментационных циклов характеризуется наличием полигалита, каинита, сульфатов магния и иногда лангбейнита. Этот подтип на территории Предуральско-Прикаспийского бассейна имеет ограниченное распространение, он развит в основном в меридиональной полосе, тяготеющей к р. Урал и на Озинкской структуре, т. е. преимущественно в центральной части При-

каспийской впадины. Последовательность залегания солей в циклах, содержащих вышеуказанные сульфатные соляные минералы, и даже объем циклов изучены пока недостаточно. Все же отметим, по данным И. Н. Лепешкова (1946), С. М. Корневского и М. Л. Вороновой (1966), некоторые последовательности их в разрезах Озинской структуры.

В разрезе скважины № 1, в интервале глубин 292—603 м залегают (снизу) следующие породы: 1) полигалит-галитовая (с кизеритом, сильвинитом и карналлитом); 2) кизерит-галитовая (с сильвинитом, полигалитом и в верхней части пачки с повышенными, до 31%, содержаниями карналлита); 3) полигалит-галитовая (с кизеритом). Скважиной № 2 в интервале глубин 292—603 м пройдено ритмичное переслаивание карналлит-кизерит-галитовой (с примесью сильвина и полигалита) и бишофитовой (с примесью сильвина, карналлита и кизерита) пород. Скважина № 1502 прошла в интервале глубин 501—659 м такой разрез (снизу): 1) каменная соль; 2) сильвинит; 3) галит-сильвин-карналлит-каинитовая порода (галита до 16%, сильвина до 36%, карналлита до 49%, каинита до 49—66%). На Индере известны каинитсодержащие минеральные ассоциации следующего состава: каинита 5%, галита 12—48%, сильвина 12—48%, полигалита 30%, кизерита 5%.

Общей характерной чертой каинитсодержащих циклов является присутствие в пачках каменной соли астраханита.

Минералогический состав лангбейнитсодержащих циклов изучен слабо. На основании же материалов по Предкарпатским месторождениям можно сделать вывод, что в циклах, содержащих и каинит и лангбейнит, существенно каинитовые породы залегают над существенно лангбейнитовыми. В Предкарпатье каинитовая зона часто подстилается хлоридно-калиевой (с примесью всевозможных сульфатных солей, в том числе калийных), но там известна и обратная последовательность.

Заканчивая краткое изложение материалов по общим закономерностям строения и состава разрезов, а также отдельных седиментационных циклов кунгурской галогенной толщи Предуральско-Прикаспийского бассейна, отметим, что сульфатно-калиевые зоны в них представлены следующими минеральными ассоциациями: 1) лангбейнит+каинит+сульфаты магния+полигалит+хлориды калия; 2) каинит+сульфаты магния+полигалит+хлориды калия; 3) сульфаты магния+полигалит+хлориды калия; 4) полигалит+хлориды калия. Встречается, кроме того, ассоциация сульфаты магния+хлориды калия. Сульфаты магния по распространенности в кунгурской соленосной толще занимают промежуточное положение между каинитом и полигалитом. В хлоридных разрезах бассейна сульфаты представлены только ангидритом. Во всех вышеуказанных ассоциациях присутствуют галит и ангидрит, являющиеся сквозными минералами.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУЛЬФАТНЫХ СОЛЕЙ КАЛИЯ

Сравнивая строение и вещественный состав разрезов кунгурской соленосной толщи Предуральско-Прикаспийского бассейна с результатами опытов выпаривания разных природных растворов, можно сделать вывод, что гидрохимический режим и, по-видимому, условия его формирования в разных частях кунгурского солеродного бассейна были различными. В районах развития разрезов I типа господствовал исключительно хлоркальциевый гидрохимический режим соленакопления. В районах развития разрезов II типа солеродные растворы отличались от современных океанических вод либо пониженным содержанием сульфата магния (I подтип), либо даже большей сульфатностью в центральной части бассейна (II подтип).

В качестве одной из причин различий гидрохимического режима соленакпления в пределах разных областей одного солеродного бассейна следует рассматривать неравномерное поступление в него вод суши.

Весьма широкое развитие полигалитовой минерализации в кунгурской соленосной толще рассматриваемого бассейна свидетельствует о значительном участии в кунгурском соленакплении гипергенного вещества. Однако наряду с гипергенным кальцием, который, по существующим представлениям, был необходим для образования полигалита, в бассейн вносились, по-видимому, и сульфат-ионы. Источником их в гипергенных (возникавших в зоне гипергенеза суши, прилегавшей к солеродному бассейну) водах служили обнажавшиеся на поверхности западного континента карбонатные породы каменноугольного и карбонатно-сульфатные породы ассельско-сакмарского, филипповского и раннеиренского возраста (см. фиг. 3), а на востоке, в пределах Урала, — толщи пород, обладавшие сульфидной минерализацией. То, что денудация сульфидных комплексов на Урале в кунгурской век могла иметь место, доказывается наличием (Попов, 1955) меденосных конгломератов в кунгурской толще Западного Приуралья. Более того, привнос в солеродные бассейны гипергенных сульфатов, по-видимому, был необходимым условием для образования месторождений сульфатных солей калия вообще (в том числе каинитовых и лангбейнитовых). Эту мысль высказывали С. М. Корневский и К. Б. Донченко (1963), М. А. Жарков (1971). Еще раньше М. Г. Валяшко (1962), рассматривая условия формирования месторождений сульфатных солей калия в Предкарпатье, также отмечал, что воды неогеновых солеродных бассейнов отличались там более высокой сульфатностью, чем современные океанические воды.

К выводу о широком участии гипергенного сульфатного вещества в кунгурском соленакплении приводят и данные о соляных парагенезах. Как уже отмечалось выше, полигалитовые пласты содержат глауберит. Последний образует иногда даже самостоятельную зону в полигалитовых циклах. В каинит- и лангбейнитсодержащих циклах присутствует астраханит. В настоящее время глауберит и астраханит кристаллизуются, в частности, в Кара-Богаз-Голе. Более того, наличие астраханита установлено в колонке, образующейся при выпаривании рапы залива и содержащей также каинит, а эта колонка как по отмеченным признакам, так и по вещественному составу каинитсодержащей зоны почти полностью аналогична каинитсодержащим циклам кунгурской соленосной толщи. Данный факт имеет, на наш взгляд, генетическое значение, поскольку из океанической воды при ее выпаривании не отмечалось кристаллизации ни каинита, ни астраханита (Ильинский, 1948). Кристаллизация же этих минералов из рапы Кара-Богаз-Гола вызвана повышенным содержанием в ней сульфата магния. Так, рапа указанного залива, сгущенная до начала садки из нее сульфатов магния, содержит последних 37%, а океаническая вода аналогичной стадии сгущения — лишь 27% к сухому остатку. Это объясняется значительным увеличением сульфатного резерва каспийской воды за счет речного питания Каспия, что в свою очередь возможно лишь в условиях внутриконтинентального моря-озера, полностью изолированного от океана. Глауберит также до сих пор не получен при выпаривании растворов. Он кристаллизуется, по-видимому, лишь при смешении растворов разного состава, в частности кальциевых гипергенных с другими, как, например, в зоне смешения каспийской воды с рапой Кара-Богаз-Гола.

В зоне гипергенеза сульфатно-калиевых солей возникают другие минеральные образования: глазерит, обнаруженный, в частности, на Индере (Волков, 1937), и мирабилит, обнаруженный в предкарпатских месторождениях (Корневский, 1959); по глаубериту, как известно, развивается также мирабилит.

Парагенез сульфатных солей калия с глауберитом и астраханитом — типичными континентальными образованиями, по нашему мнению, свидетельствует о том, что первые являются первично-седиментационными и образовались при непременном участии гипергенных сульфатных вод.

Имеются также сведения о том, что в некоторых соляных озерах возможна непосредственная садка лангбейнита из растворов («Recovery of potash...», 1975), но химический состав их не приводится. Можно лишь предположить, что лангбейнитовые пласты формируются при выпаривании более сульфатных растворов, чем рапа Кара-Богаз-Гола.

Остановимся, наконец, на вопросе об образовании полигалита и его месторождений. По М. Г. Валяшко (1962), полигалит кристаллизуется в начале садки из океанической воды хлористых солей калия, а это требует обязательного присутствия в полигалитоносном цикле зоны сульфатов магния, располагающейся под полигалитовой. Однако в полигалитоносных структурах, в частности в Предуральской области, зоны сульфатов магния отсутствуют. Одной из причин этого может быть то, что полигалитообразование происходило нередко в галитовую стадию сгущения солеродных растворов (галитовые толщи с рассеянной полигалитовой минерализацией широко развиты в рассматриваемом бассейне), а иногда даже раньше (имеются в виду полигалит-галит-магнезит-доломит-ангидритовые пласты нижних циклов кунгура на Приволжской моноклинали). Данный процесс и уменьшал содержание сульфидов в солеродный рапе. Если же считать правильной ту схему, согласно которой полигалит может образоваться только из растворов, сгущенных до начала садки из них хлористых солей калия, и принять во внимание тот факт, что все промышленно полигалитоносные циклы всех соленосных бассейнов мира, как и в Приуральской области, не содержат зоны сульфатов магния, то следует предположить, что промышленные залежи полигалита образовались при смешении хлоркальциевых рассолов, сгущенных до начала садки из них хлористых солей калия, с сульфатными гипергенными растворами, а не по известной схеме.

Поступление гипергенного вещества в Предуральско-Прикаспийский кунгурский солеродный бассейн, обусловившее полигалитообразование, наибольшего размаха приобрело в улаганское время, когда климат не достиг крайних степеней аридности. В эльтонское время изоляции солеродного бассейна от северного океана и аридность климата неуклонно возрастали, что повлекло за собой снижение масс сульфат-ионов, поступавших в бассейн с океаническими водами и с водами суши. Вследствие этого в общем плане существенно полигалитовая седиментация сменилась существенно хлоридно-калиевой.

Одной из главных причин, обусловивших приуроченность полигалитовых месторождений к Предуральскому прогибу и тяготеющим к нему районам, следует считать повышенное количество атмосферных осадков, выпадавших в кунгурском веке в горном Урале (вообще, как широко известно, в горных районах атмосферных осадков выпадает больше, чем в равнинных), и вследствие этого поступление повышенного количества гипергенного вещества в предгорную часть кунгурского солеродного бассейна.

К одному из факторов формирования месторождений любых сульфатных солей калия следует, по-видимому, отнести также блоковый характер строения ложа солеродного бассейна, что обусловило избирательное улавливание гипергенного вещества и автономное соленакопление в пределах отдельных, очевидно, относительно опущенных блоков. Отсутствие данного условия должно было приводить к рассеянию гипергенного вещества по большой площади солеродного бассейна и возникновению вследствие этого в основном лишь рассеянной полигалитовой минерализации.

ВЫВОДЫ

1. Сульфатные соли калия в кунгурской соленосной толще Предуральско-Прикаспийского бассейна представлены в основном полигалитом, реже каинитом и еще реже лангбейнитом. Местами (во внутренней части бассейна) из калийных солей в разрезе кунгура присутствуют только сильвин и карналлит.

2. По характеру распределения сульфатно-калиевой минерализации бассейн четко подразделяется на две области: Прикаспийскую и Предуральскую. В обеих областях наиболее распространенным нередко породообразующим сульфатно-калиевым минералом является полигалит. В Прикаспийской области, по северной и северо-западной периферии которой из сульфатно-калиевых минералов развит только полигалит, а в центральной части и на Озинкской структуре — также каинит и редко лангбейнит, среднее содержание этих минералов в породах не превышает 30%. В Предуральской области в отличие от Прикаспийской резко преобладает полигалит, образующий местами высококондиционные залежи полигалитовых и галит-полигалитовых пород.

3. В Предуральско-Прикаспийском бассейне в течение кунгурского века максимум сульфатно-калиевой седиментации предшествовал максимальному развитию хлоридной.

4. Специфическим условием возникновения сульфатно-калиевой минерализации было поступление в солеродный бассейн гипергенного вещества (кальция и сульфат-ионов). Неравномерность поступления вод суши в разные части солеродного бассейна и, по-видимому, разнообразие их состава в значительной мере определили разнообразие гидрохимического режима соленакопления, а вследствие этого разнообразие разрезов соленосной толщи по строению и составу и повлияли на размещение месторождений сульфатно-калиевых солей. На Урале — в горном районе, в кунгурском веке, по-видимому, выпадало атмосферных осадков больше, поэтому и гипергенное вещество в предуральскую часть кунгурского солеродного бассейна поступало в большем количестве. Это и обусловило, вероятно, приуроченность высококондиционных залежей полигалита именно к Предуральской области, чему способствовала в какой-то мере и близость ее к океаническому источнику поступления сульфат-ионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизов А. И. Некоторые особенности локализации сульфатных солей калия. — Сов. геология, 1975, № 1.
- Вальяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Вальяшко М. Г., Лепешков И. Н. Урало-Эмбенская физико-химическая экспедиция. — В сб.: Экспедиции АН СССР в 1933 г. Л., 1934.
- Василевская А. Г., Колосов А. С., Никольская Ю. П., Лепешков И. Н., Соловьев В. К. Итоги физико-химического изучения соляных отложений, минерализованных вод и рассолов Канско-Тасеевского района. — В сб.: Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Волков А. А. Глазерит на Индере. — Калий, 1937, № 7.
- Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Ильинский В. П. Получение хлористого натрия в процессе испарения морской воды. — Тр. Гос. ин-та прикл. химии, 1948, вып. 40.
- Кольцова В. В. Петрография, генетические типы разрезов нижнепермских отложений Волгоградского Поволжья. Л., ВНИИГ, 1974 деп.
- Корнеевский С. М. Геологические условия формирования залежей сульфата натрия в Предкарпатье. — Тр. ВНИИГ, 1959, вып. 35.
- Корнеевский С. М., Донченко К. Д. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья. — Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1963, т. 99.
- Корнеевский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской впадины и Южно-Предуральского прогиба. М., «Недра», 1966.
- Лепешков И. Н. Калийные соли Волга-Эмбы и Прикарпатья. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1946.

- Лепешков И. Н., Фрадкина Х. Б.* О процессе кристаллизации солей при испарении рассолов залива Кара-Богаз-Гол.— В кн.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1959.
- Лобанова В. В.* Петрографо-минералогическая характеристика калийных горизонтов Жиланского месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1960, вып. 40.
- Попов В. М.* О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями.— Тр. ГИН АН КиргССР, 1955, вып. 6.
- Сулин В. А.* Условия образования, основы классификации и состава природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Тихвинский И. Н.* Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы.— Сов. геология, 1974, № 5.
- Тихвинский И. Н.* Закономерности накопления хлористых калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 1.
- Тихвинский И. Н.* Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикарпатском бассейне. Сов. геол., 1976, № 2.
- Яриков Г. М., Урусов А. В., Золотухин Г. П.* Литолого-стратиграфический разрез Николаевской опорной скважины 2.— Тр. ВНИИГГ (Волгоград), 1964.
- Recovery of potash at Texado Mines Lake McLeod, W. Australia operations.— Mining Mag., 1975, v. 133, No. 2.

ВНИИГеолнеруд,
Казань

Дата поступления
12.VIII.1977

УДК 533.981(571.1)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕНОМАНА — НИЖНЕГО ТУРОНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. И. ЕРМАКОВ, А. А. ШАЛЯ

Рассматриваются вопросы геологической неоднородности сеноманских отложений газовых месторождений севера Тюменской области, продуктивная толща которых представляет собой переслаивание пачек алеврито-песчаных и глинистых пород. Это разнофациальные образования приморской аккумулятивной равнины. Изучение общих закономерностей строения последних в районах с высокой частотой скважин и хорошей обнаженностью позволило подойти к интерпретации особенностей строения газоносного массива месторождения Медвежье. Толща имеет цикличное строение. Базальные горизонты каждого цикла залегают с глубоким эрозийным несогласием. Покровные глинистые пласты имеют прерывистое распространение. Специфика неоднородности обуславливает облегченную газогидродинамическую связь проницаемых пластов в различных направлениях в пределах залежи.

Сеноман-нижнетуронская продуктивная толща газовых месторождений севера Тюменской области характеризуется крайне изменчивым составом и строением. В условиях частого изменения вещественного состава, структуры, текстуры, физических свойств пород и мощности по простиранию и по разрезу продуктивные пласты трудно коррелируются и идентифицируются даже в пределах одного месторождения.

В связи с этим познание основных особенностей литологического строения газоносного массива приобретает важное значение для правильного подхода к разработке подобных залежей с предотвращением как избирательного обводнения, так и снижения газоотдачи.

Продуктивная толща газовых месторождений по своему стратиграфическому положению отвечает верхней (сеноман-нижнетуронской) части покурской свиты. По существующим представлениям (Гольберт, Маркова, 1968; Кулахметов, 1967; Саркисян, Камардинкина, 1971, и др.) последняя представляет собой отложения преимущественно аллювиального или аллювиально-озерного генезиса. Отдельные прослои или пачки пород верхней части разреза имеют прибрежно-морское мелководное или авандельтовое происхождение.

Однако мало кто из исследователей учитывает специфические генетические особенности аллювиальной седиментации при интерпретации разреза месторождений. Е. В. Шанцер (1951, 1966) неоднократно подчеркивал, что несмотря на видимую сложность строения, аллювий равнинных рек не является беспорядочным чередованием линз и прослоев различных пород, он, наоборот, представляет собой закономерно построенный комплекс строго очерченных групп фаций: русловых, пойменных и старичных. Русловые песчаные отложения образуют нижний горизонт аллювиальной фации, в то время как пойменные глинистые — верхний, покровный. Старичный аллювий залегают в виде линз. Русловые и пойменные отложения составляют один цикл аллювиального осад-

конакопления, мощность которого колеблется от 10—15 до 30 м и выше и тем больше, чем крупнее речная система. Образование аллювиального цикла происходит благодаря совместному воздействию бокового смещения русла и периодически повторяющихся паводков при полной неизменности тектонического режима. Общее постепенное опускание территории приводит к неоднократной повторяемости единичных аллювиальных циклов с преобладанием в разрезе русловых фаций. Такая многоярусность или цикличность аллювиальной толщи повышенной мощности обусловлена внутренней динамикой процесса аллювиальной аккумуляции, а не колебательными тектоническими движениями. Принципиальную важность для понимания разреза имеет и другая особенность отложений аллювиальной равнины: глинистые горизонты (пойменный или старичный аллювий), лежащие на одном и том же стратиграфическом уровне, вдали друг от друга могут оказаться несинхронными образованиями.

Г. А. Каледа (1970), рассматривая аллювиальную цикличность как стохастический процесс, подчеркивает, что колебания речного стока являются сложным многоциклическим процессом, от которого зависят состав и строение аллювиальных толщ.

Перечисленные основные закономерности являются общими как для современных, так и для погребенных отложений аллювиальных равнин и имеют существенное значение для правильной корреляции разрезов.

Однако на этапе, когда большинство месторождений разбурено по редкой сети скважин или находится в начальной стадии эксплуатации, получаемая информация о строении продуктивных горизонтов недостаточна по объему и неоднозначна по содержанию. Поэтому наряду с непосредственным изучением особенностей строения разреза были поставлены исследования фациальных аналогов в регионах, где они или хорошо обнажены или достаточно полно вскрыты скважинами, а также проанализированы литературные материалы по кайнозойским аллювиальным и аллювиально-озерным отложениям Средней Оби.

СХЕМА СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН — ФАЦИАЛЬНЫХ АНАЛОГОВ СЕНОМАНСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНЫХ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Возрастные и фациальные аналоги сеноманских продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности выходят на дневную поверхность в ее бортовых частях, в пределах Усть-Енисейского района и Приполярного Урала. Однако здесь имеют место изолированные, плохо обнаженные выходы пород. В связи с этим основным объектом полевого изучения были выбраны отложения сангарской серии нижнего мела, обнаженные в береговых разрезах р. Лены вблизи г. Жиганска и к северу от устья р. Мэнгкэрэ. Прекрасная обнаженность и протяженность разрезов позволили сделать послойное описание и зарисовки всех соотношений пород, вскрытых речной эрозией примерно по падению слоев.

Отложения сангарской серии имеют четко выраженное циклическое строение и состоят из русловых песков и углисто-алеврито-глинистых образований пойменно-озерной группы фаций. На правом берегу р. Лены в устье р. Мэнгкэрэ прослеживается пачка песков (П1), которая залегает с неглубоким размывом на морских песчаниках волжского яруса (фиг. 1). Эрозионные карманы заполнены седиментационной брекчией, состоящей из катунов глины, остроугольных обломков песчаников, пластинок мергелей, сцементированных углисто-песчано-глинистым материалом. Пески, мощностью 20—25 м, светло-желтовато-серого цвета по размеру среднезернистые, прослоями и ближе к кровле — мелкозернистые. Слоистость косая, однонаправленная, выполаживающаяся и срезающая ее тонкогоризонтальная. В основании косых слоев наблюда-

даются более крупнозернистые пески, катуны глины и угольный детрит. Примерно на одном уровне в середине толщи встречаются линзы серых песчанистых глин, мощностью 3—5 м, протяженностью 50—200 м, линзочки бурых углей и крупные куски обугленной древесины.

На песчаную пачку согласно налегает алевроито-углисто-глинистый горизонт (АУ1) сложного строения. В основании его прослеживается слой, мощностью 1—8 м, светло- или буровато-серых крупнозернистых алевролитов, тесно связанных постепенным переходом с подстилающими косослоистыми песками. Выше залегает пачка, мощностью 13—14 м, тонкого переслаивания углей, глин и алевролитов. В 1—1,5 км от описанного обнажения на север мощность алевроито-углисто-глинистого горизонта увеличивается примерно вдвое за счет линзы светло-серых, мелкозернистых песков (П1а). Последние залегают с размывом на различных слоях углей или черных глин, что хорошо картируется в профиле разреза благодаря большой контрастности окраски. Пески характеризуются тонкой прерывисто-волнистой или перистой слоистостью, в основании с частыми линзочками (1—3 мм) блестящих углей и линзами (0,4 м) зеленой алевроитистой глины.

Косослоистые пески и алевроито-углисто-глинистые отложения составляют полный аллювиальный цикл 1 с русловой группой фаций в основании и пойменной в кровле. Линза песков среди пойменных отложений скорее всего представляет собой осадки временного потока. Суммарная мощность нижнего цикла колеблется от 60 до 100 м.

На различные слои алевроито-углисто-глинистого горизонта АУ1 с размывом (глубина вреза до 10 м) налегают ярко-желтые косослоистые пески П2 — русловая фация следующего цикла 2. Вверх пески постепенно замещаются светло-серыми алевролитами, на которые согласно ложится темноцветная пачка переслаивания глин, алевролитов и углей — пойменная фация. Суммарная мощность цикла 2 — 40—45 м.

Русловые пески (П3) следующего цикла 3 характеризуются резко выраженным эрозионным залеганием: они залегают не только на различных слоях цикла 2, но участками полностью срезают его, непосредственно контактируя с самым нижним алевроито-углисто-глинистым горизонтом, глубина вреза, таким образом, достигает 50 м.

Все вышележащие циклы построены однотипно. Внутри некоторых из них встречается несколько конседиментационных вертикальных смещений, вероятно, типа подводного оползания. Аналогичное строение имеют отложения сангарской серии у г. Жиганска, на левом берегу р. Лены.

Таким образом, на огромном протяжении в сотни километров сохраняются без изменения следующие основные черты строения отложений аккумулятивной равнины.

1. Цикличность строения, обусловленная последовательным повторением русловых косослоистых песков и алевроито-углисто-глинистых пачек пойменной или озерной группы фаций. Единичный цикл отражает законченный цикл аллювиального или аллювиально-озерного осадконакопления.

2. Эрозионное залегание отложений каждого цикла. Наличие глубоких русловых врезов нередко приводит в непосредственный контакт базальные пески соседних циклов.

3. Частое расслаивание алевроито-глинистых образований пойменной фации линзами песков фации боковых протоков.

4. Наличие древнеоползневых смещений.

5. Появление литологических «окон» на разных стратиграфических уровнях, обусловленное тремя последними факторами, которые в случае газоносных массивов могут рассматриваться как пути газогидродинамического прорыва.

6. Невыдержанность по простиранию глинистых пачек кровельных частей циклов.

7. Все вышеотмеченные пространственные изменения разреза происходят на коротком расстоянии и могут повторяться каждые 50—250 м.

В качестве другого объекта изучения фациальных аналогов продуктивной толщи были выбраны отложения покурской свиты Широкого Приобья, где на нефтяных месторождениях — Западно-Сургутском, Мамонтовском, Советском и др. эксплуатационные скважины размещены по сетке через каждые 250—500 м. Массовость материала позволила провести корреляцию разрезов и построить серию геологических профилей и карт (Ермаков и др., 1975) с детальностью, сопоставимой с обнаженными районами. Специфика проведенного изучения состоит именно в массовом анализе геолого-геофизических разрезов эксплуатационных скважин, пробуренных с целью разработки нижнемеловых залежей нефти (сеноманские отложения в Широтном Приобье водоносны). Но в то же время использование этих данных имеет существенный недостаток — отсутствие кернов. Главные типы пород выделены по данным стандартного каротажа и кавернометрии (Неоднородное строение..., 1975). Таким образом, основная нагрузка при интерпретации разрезов падает на геометрические черты и общие сочетания пород.

Известно, что отложения покурской свиты в пределах Сургутского свода, сложенные чередованием глин, алевролитов, песков и песчаников с большим количеством углистого детрита, представлены континентальными фациями (Геология..., 1975). В некоторых прослоях глин средней части разреза встречаются фораминиферы. По совокупности данных отложения покурской свиты Западно-Сургутского месторождения подразделены на восемь циклов, основания которых сложены преимущественно алевроито-песчаными породами, а верхние горизонты — алевроито-глинистыми.

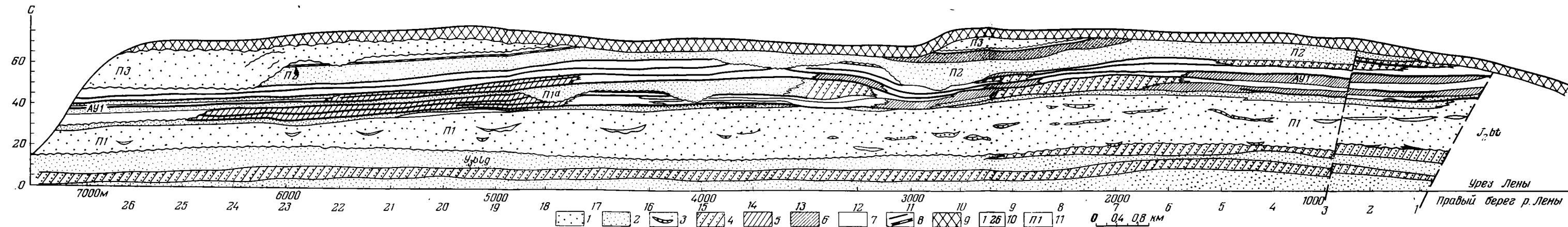
Цикл 1. На морских глинах чернореченской пачки нижнего апта с небольшим размывом залегают алевроито-песчаные хорошо проницаемые породы мощностью 40—80 м. Они содержат вклинивающиеся прослойки глин и глинистых алевролитов мощностью 10—15 м и тонкие линзы карбонатных пород. Верхняя часть сложена выдержанными по простиранию и мощными (до 20 м) пластами глин и алевролитов. Среди последних встречаются изолированные линзы песков длиной до 500 м, мощностью 3—8 м.

Цикл 2. Базальные пески этого цикла залегают с глубоким (20—30 м) эрозионным врезом на алевроито-глинистых породах. Мощность песчаной пачки колеблется от 60 до 80 м, увеличиваясь в узких зонах эрозионных врезов до 120 м. Пески содержат многочисленные линзы и выклинивающиеся прослойки глин, часто переходящих в алевролиты. Верхняя часть складывается более выдержанными по простиранию глинистыми пластами мощностью 3—10, иногда 20 м, но и они расслаиваются алевролитами или, реже, песками и не представляют собой единого непроницаемого раздела.

Цикл 3. Пачка песков третьего цикла с размывом залегает на различных слоях подстилающего алевроито-глинистого горизонта, а местами полностью прорезает его до базальных песков второго цикла. Для нижней половины цикла 3 характерны частые и протяженные прослойки глин и алевролитов, количество которых возрастает вверх по разрезу, и базальные пески постепенно замещаются алевроито-глинистыми слабопроницаемыми породами. Суммарная мощность отложений третьего цикла колеблется от 50 до 100 м как за счет неровной нижней поверхности, так и размыва кровли.

Цикл 4 имеет аналогичное строение и мощности с циклом 3.

В целом четыре нижних цикла, соответствующие по возрасту верхнему апту и нижней части альба, характеризуются сходным составом и строением. Базальные пески этих циклов представляют собой различные фации руслового аллювия, многочисленные выклинивающиеся про-



Фиг. 1. Профильный разрез аллювиальных отложений мела по правому берегу р. Лены

1 — косослоистые крупно- и среднезернистые пески; 2 — мелкозернистые пески и алевролиты; 3 — линзы с обломками обугленной древесины и окатышами глины; 4 — алевролиты с тонкими прослоями глины; 5 — переслаивание алевролитов и глин; 6 — глины с прослоями алевролитов; 7 — глины; 8 — пласты углей, сплошные и прерывистые; 9 — четвертичные отложения; 10 — номера пикетов; 11 — названия горизонтов

слои и линзы глин и алевролитов, содержащиеся в них,— фации стариц. Судя по значительной мощности и протяженности алевроито-глинистых пластов, можно заключить, что в составе покровных отложений помимо пойменных фаций значительную роль играют озерные образования. Не исключена вероятность и морского мелководного или лагунного происхождения некоторых, наиболее выдержанных по простиранию прослоев пород.

Цикл 5, по возрасту примерно соответствующий верхнеальбским отложениям, в основании слагается очень мощной (60—110 м) пачкой алевроито-песчаных пород, которые местами глубоко размывают глинистую кровлю подстилающих отложений вплоть до их базальных песков. Песчаная пачка содержит относительно редкие и короткие линзовидные прослои глин и алевролитов мощностью не более 5 м. Наоборот, в верхней части цикла появляются весьма выдержанные по простиранию пласты глин, мощностью 5—25 м. По сравнению с позднеаптским — раннеальбским этапом позднеальбский характеризуется более оживленной динамикой среды.

Цикл 6 содержит в основании пачку русловых песчаных пород мощностью 7—20 м. Эрозионные врезы, не очень глубокие — до 10 м, следятся в узких зонах, пересекающих структуру. Верхняя часть цикла в отличие от нижеописанных имеет существенно алевролитовый состав. Пласты алевролитов, мощностью 5—15 м, редко 25 м, замещаются по простиранию глинами или пачками переслаивания этих пород и представляют собой, по всей вероятности, озерные фации.

Цикл 7. Отложения его характеризуются сложным строением и большой мощностью — до 60 м. Нижняя граница волнистая, с узкими эрозионными врезами глубиной до 20 м. Базальная песчаная пачка руслового аллювия, мощностью 20—30 м, содержит выклинивающиеся прослои алевролитов значительной протяженности. Судя по составу, можно предположить, что русловый аллювий этого цикла включает фацию прирусловой отмели. Переход к глинистой части цикла постепенный, через пачку прерывистого переслаивания сначала алевролитов и песчаных пород, а затем алевролитов и глин. В кровле залегает пласт глинистых пород мощностью 5—8 м, который на западном крыле структуры замещается алевролитами.

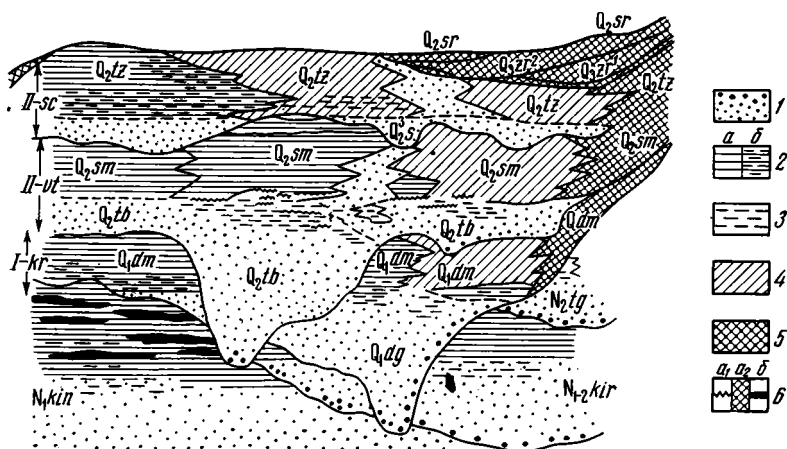
Цикл 8. Верхняя часть покурской свиты представлена алевроито-песчаными породами, которые перекрываются морскими глинами турона. Пески содержат выклинивающиеся прослои алевролитов, мощностью до 20 м и более, и редкие маломощные линзы глин. Так же как и для всех нижележащих циклов, в основании песков местами прослеживается глубокий размыв, в зонах которого резко возрастает мощность. Верхний комплекс отложений представляет собой незавершенный аллювиальный цикл.

Таким образом, из вышесказанного очевидно, что отложения покурской свиты Широтного Приобья имеют многоциклическое строение. Каждый элементарный цикл представляет собой аллювиальный или аллювиально-озерный, реже аллювиально-озерно-мелководноморской, несимметричный, сложного строения, трансгрессивный тип (Ботвинкина, 1975).

Для изучения закономерного пространственного распространения русловых врезов были построены карты мощностей отложений различных циклов и литологического состава кровельных частей циклов (Ермаков и др., 1975). На первых картах вырисовываются узкие рукавообразные зоны больших значений мощностей. Как уже указывалось выше, увеличение происходит за счет базальных русловых песков в зонах эрозионных врезов. Эти шнурковые песчаные тела имеют преобладающее субмеридиональное простираание. На картах литологического состава кровельных горизонтов (пойменные или пойменно-озерные фации) циклов

среди преобладающего поля глинистых пород с видимой хаотичностью, не обнаруживающей связи со структурным планом, расположены линзы алеврито-песчаных отложений (фации боковых протоков).

Весьма представительный сравнительный материал получен из анализа состава и строения аллювиальных и озерно-аллювиальных кайнозойских отложений Среднего Приобья (фиг. 2), приведенного в интересной работе Б. В. Мизерова и др. (1971). Нижний (олигоценый) озер-



Фиг. 2. Принципиальная схема строения и соотношения основных фаций кайнозойских отложений Среднего Приобья. Неогеновая и ранне-среднеплейстоценовая аллювиально-озерные ассоциации (по Мизерову и др., 1971)

1 — преобладание отложений фаций руслового типа; 2 — то же озерного типа; 3 — пойменного типа; 4 — паводочных разливов и мелководий; 5 — скального типа; 6 — а₁ — погребенные торфяники, а₂ — погребенные почвы, б — бурые угли

но-аллювиальный комплекс отложений представлен в основании аллювиальными и озерно-аллювиальными хорошо отсортированными песками мощностью 50—90 м. Авторы предполагают, что по текстурным особенностям, сортировке материала, характеру напластования и довольно крупной горизонтальной слоистости, особенно в верхней части разреза, они формировались вначале в аллювиальной, а затем в более спокойной озерно-аллювиальной обстановке. Вверх мелкозернистые аллювиальные пески постепенно сменяются типично озерными и озерно-болотными отложениями — зеленовато-серыми глинами и суглинками с линзами бурых углей и большим количеством лигнитизированного детрита.

Следующий (миоценовый) комплекс озерно-аллювиальных отложений лежит на размытой и значительно расчлененной поверхности олигоценового комплекса. Большую часть его составляют темно-серые хорошо отсортированные пески, в основании гравелитистые. В верхней части аллювиальной пачки пески более мелкозернистые, со спокойной и правильной слоистостью, с прослоями глин и суглинков. Общая мощность достигает 20—40 м, увеличиваясь в районах глубоких врезов до 60 м. Пески вверх сменяются слоистыми глинами и суглинками озерных фаций, с линзочками детрита, мощностью 15—20 м.

Миоцен-плиоценовые аллювиальные отложения, залегающие на размытой кровле неогеновых и палеогеновых образований, представлены в основном среднезернистыми косослоистыми песками с рассеянной галькой. В верхней, фрагментарной части материал более тонкозернистый, появляются прослой глины. Видимая мощность 10—11 м.

Б. В. Мизеров и его соавторы заключают, что при общем констративном (настиляющем) типе аккумуляции в палеогене — неогене достаточно отчетливо проявилась ритмичность.

Не приводя описание вышележащих аллювиально-озерных комплексов, остановимся на заключении авторов: «...в общем ходе осадконакопления ранне- и среднеплейстоценовых эпох наблюдается общая ритмичность, проявляющаяся в чередовании вполне определенных комплексов и типов осадков аллювиально-озерных и полководных» (Мизеров и др., 1971, стр. 173). Их формирование осуществлялось при прогрессивном нарастании во времени процессов аккумуляции с образованием обширной аккумулятивной озерно-болотной равнины с обилием мелководных слабоблуждающих русел.

Начало верхнего плейстоцена характеризуется накоплением отложений русловой отмели и озерно-аллювиальных. На позднем этапе, которому предшествовал размыв, продолжается дальнейшее формирование речных долин.

Особенностью современного аллювия является «формирование пойменных террас в условиях необычайной ширины «пойменной» долины, немеандрирования русла, разветвляющегося на массу проток с образованием осередков» (там же, стр. 195).

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД НА МЕСТОРОЖДЕНИИ МЕДВЕЖЬЕ

Знание общих закономерностей строения отложения древних и современных аллювиальных равнин позволяет более уверенно подойти к интерпретации строения сеноманских продуктивных отложений газовых месторождений севера Тюменской области.

В настоящее время наибольший объем сведений о геологическом строении продуктивной толщи имеется для газового месторождения Медвежье, которое уже введено в эксплуатацию. Это позволило использовать при корреляции разрезов геолого-геофизические данные более чем 100 скважин. Количество же кернового материала очень ограничено. Поэтому в основу выделения типов пород положена их геофизическая характеристика. В разрезе продуктивной толщи по данным БКЗ, стандартного каротажа каверно- и радиометрии выделены четыре основных группы пород: 1) хорошо проницаемые (>500 мд) и 2) проницаемые породы (500—100 мд), представленные песчаниками, разно- и мелкозернистыми алевролитами; 3) слабопроницаемые породы (<100 мд): алевролиты мелкозернистые и пачки тонкого переслаивания алевролитов и глин, 4) непроницаемые глинистые породы.

Песчаники и алевролиты¹ двух первых групп тесно связаны между собой постепенными переходами. Породы серого и светло-серого цвета, рыхлые, неотсортированные. В одних разностях преобладает мелкозернистая, реже разномзернистая песчаная фракция с той или иной примесью алевритовой, в других, наоборот, одна алевритовая. В песчаниках встречаются единичные гравийные зерна.

Обломочный материал угловато-окатанной и остроугольной формы состоит из кварца (45—50%), полевых шпатов (20—25%), обломков пород (20—25%) (кварцитов, гранитоидов, порфириров) и небольшого количества гидратизированного мусковита и хлорита. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Степень измененности различная: преобладают пелитизированные формы, реже встречаются неизменные зерна с микроклиновой решеткой.

¹ Ограниченное количество кернов, случайность интервалов отбора не позволяют использовать гранулометрию для характеристики пород. Приводимое описание выполнено по шлифам.

Песчаники и алевролиты имеют глинистый цемент гидрослюдисто-каолинитовый или чисто каолинитовый, с крупночешуйчатой или волокнисто-чешуйчатой структурой основной массы. Тип — поровый, или контактовый, реже базальный. Для крепких пород характерен смешанный состав цемента — известково-сидеритовый, или сидерито-халцедоновый, базального типа, реже пятнистого базально-порового с явными следами замещения первичного глинистого цемента. Весьма обильны включения обугленной растительной органики в рассеянной форме. Крупные гелефицированные или фюзенизированные растительные остатки нередко сохраняют реликтовую тканевую структуру. Микротекстура алевролитов и песчаников большей частью беспорядочная или волнисто-косо-слоистая. Данный материал мало представителен для генетического анализа. Бесспорно, что песчаники и алевролиты формировались за счет размыва пенепленизированной равнины, сложенной выветрелыми осадочными породами. По характеру преобладающих текстур можно предположить аквальные условия осадконакопления при незначительных волнениях или слабом волочении материала.

Третья группа пород представлена алевролитами мелкозернистыми, серого цвета, полосчатыми, с тонкими прослойками углистой глины и обугленного растительного детрита. Алевролиты по составу обломочной части и цемента аналогичны вышеописанным песчаникам. Они содержат выклинивающиеся и ветвящиеся прослойки обугленного растительного детрита, реже встречаются тонкие линзы бурого угля. К углистым образованиям приурочены включения хлорита и микроконкреционный пирит. Не менее характерны тонкие прослойки темно-серой углистой глины. Основной особенностью алевролитов являются тонкая горизонтально- и линзовидно-прерывисто-слоистая микро- и макротекстуры. Равномерное переслаивание алевролитов и глин образует пачки пород с ленточной текстурой. Также часто можно наблюдать пачки пород, где преобладают то глины, то алевролиты с мощностью подчиненных прослоев в несколько миллиметров.

Судя по текстуре и обилию углистого материала, можно предположить, что породы формировались в спокойной обстановке верхней части прирусловой отмели, не полностью отшнурованных старичных водоемов или озер.

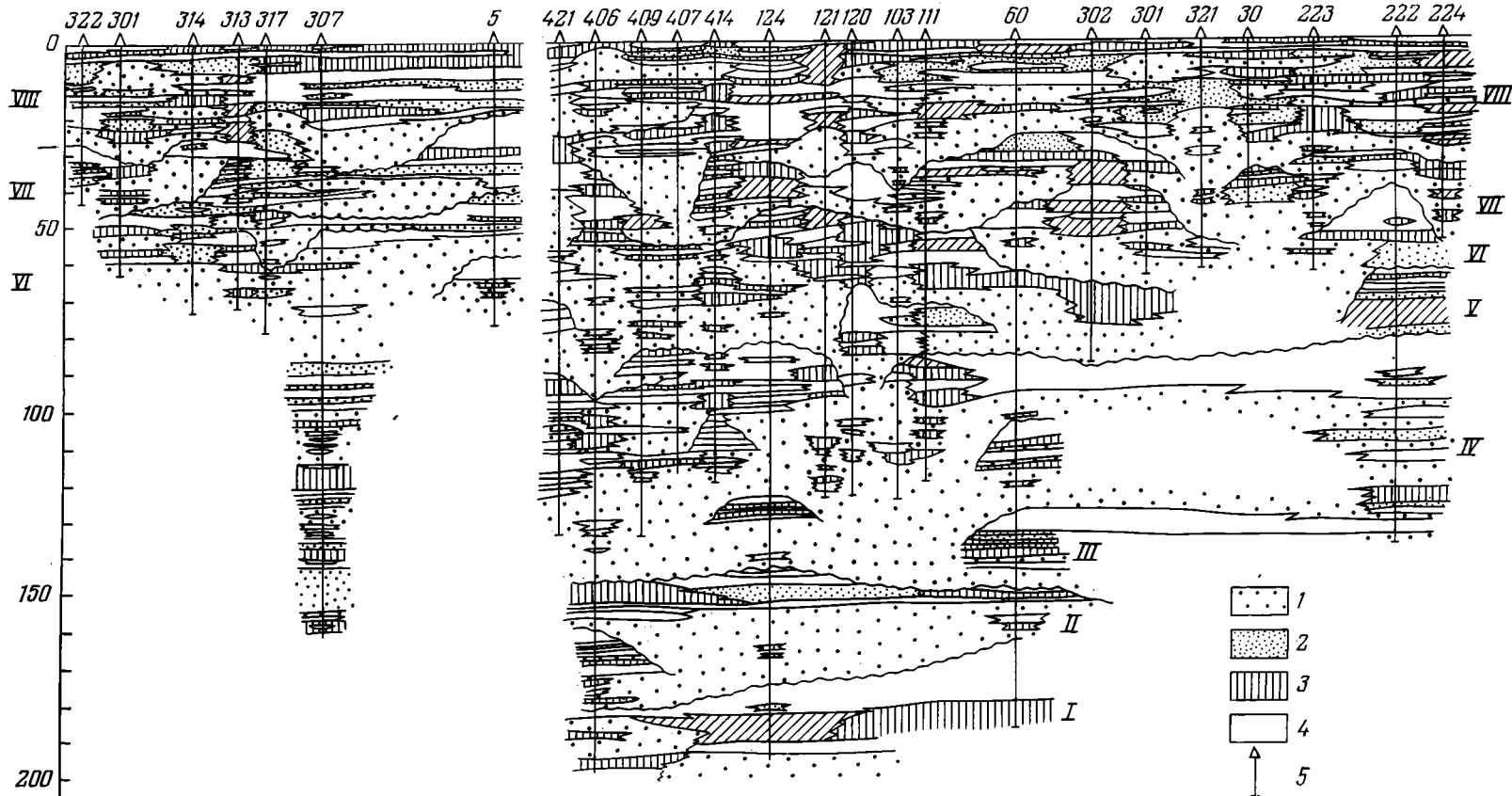
Глинистые породы темно-серые с коричневато-зеленоватым оттенком, неравномерно-алевритовые, с массой рассеянного и сконцентрированного в тончайшие прослойки углефицированного детрита, с микропрослоями глинистых алевролитов. Терригенный материал глин мелкоалевритовой размерности представлен в основном кварцем, пелитизированными полевыми шпатами и гидратизированными слюдами. По данным описания шлифов, состав основной массы глин преимущественно гидрослюдистый, прослоями каолинито-гидрослюдистый или каолинитовый. Строение основной массы чаще всего чешуйчатое, беспорядочное, в редких случаях — оптически ориентированное. Глины и пачки тонкого переслаивания их с углистыми алевролитами представляют собой фации пойм, стариц и озер.

СТРОЕНИЕ СЕНОМАНСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДВЕЖЬЕ

В изученной, примерно 200-метровой части разреза выделено восемь циклов отложений, из которых только верхние четыре-пять продуктивны и вскрыты эксплуатационными скважинами (фиг. 3).

О строении *трех нижних циклов* имеются отрывочные сведения по немногочисленным разрезам разведочных скважин. В основании их с эрозионным несогласием залегают высокопроницаемые алевроито-песчаные породы мощностью 10—25 м. В кровле прослеживаются алевроито-

Масштаб гор. 1:50000
верт. 1:500



Фиг. 3. Геологические профильные разрезы продуктивной толщи сеномана — нижнего турона. Месторождение Медвежье

1 — хорошо проницаемые песчаные породы (>500 мд); 2 — проницаемые алевроито-песчаные породы (500—100 мд); 3 — слабо проницаемые глинисто-алевритовые породы (<100 мд); 4 — непроницаемые глины; 5 — скважины; I—VIII — циклы

вые породы и пачки переслаивания их с глинами. Разрез каждого цикла венчается пластом глин мощностью 5—15 м. Алеврито-глинистые породы занимают в разрезе цикла от 1/3 (цикл 2) до 2/3 (циклы 1 и 3) мощности, имея мощность от 10 до 25 м.

Цикл 4 отличается сложным строением. Нижняя граница его также эрозионная. Базальные песчаные породы выполняют эрозионные врезы глубиной до 15 м и более, часто «вкладываясь» в пески третьего цикла. Песчаная пачка, мощностью 20—50 м, преобладает в разрезе, составляя до 3/4 мощности цикла. Для этой пачки весьма характерны многочисленные линзы глин или тонко переслаивающихся глинисто-алевритовых пород. Линзы небольшой мощности — 2—4 м и протяженности — 500—1000 м располагаются по всему разрезу песчаной пачки.

Переход к алеврито-глинистой части цикла происходит на разных гипсометрических уровнях. Поэтому характерны частые замещения по простиранию алеврито-песчаных пород глинистыми. Наряду с пачками переслаивания, замещаая их по простиранию, в кровле прослеживаются и «чистые» глинистые пласты мощностью 10—18 м, но ни в одном профилном пересечении они не составляют непрерывного непроницаемого пласта. Мощность алеврито-глинистого покрова 12—20 м, и только в разрезе одной скважины (№ 421) она увеличивается до 35 м.

Цикл 5 залегает с ясно выраженным эрозионным несогласием. Один из глубоких врезв задокументирован при сопоставлении разрезов скважин 60, 125, 117, расположенных в одной батарее. На профилном разрезе (см. фиг. 3) видно, как 12-метровый пласт глин срезается алеврито-песчаными породами.

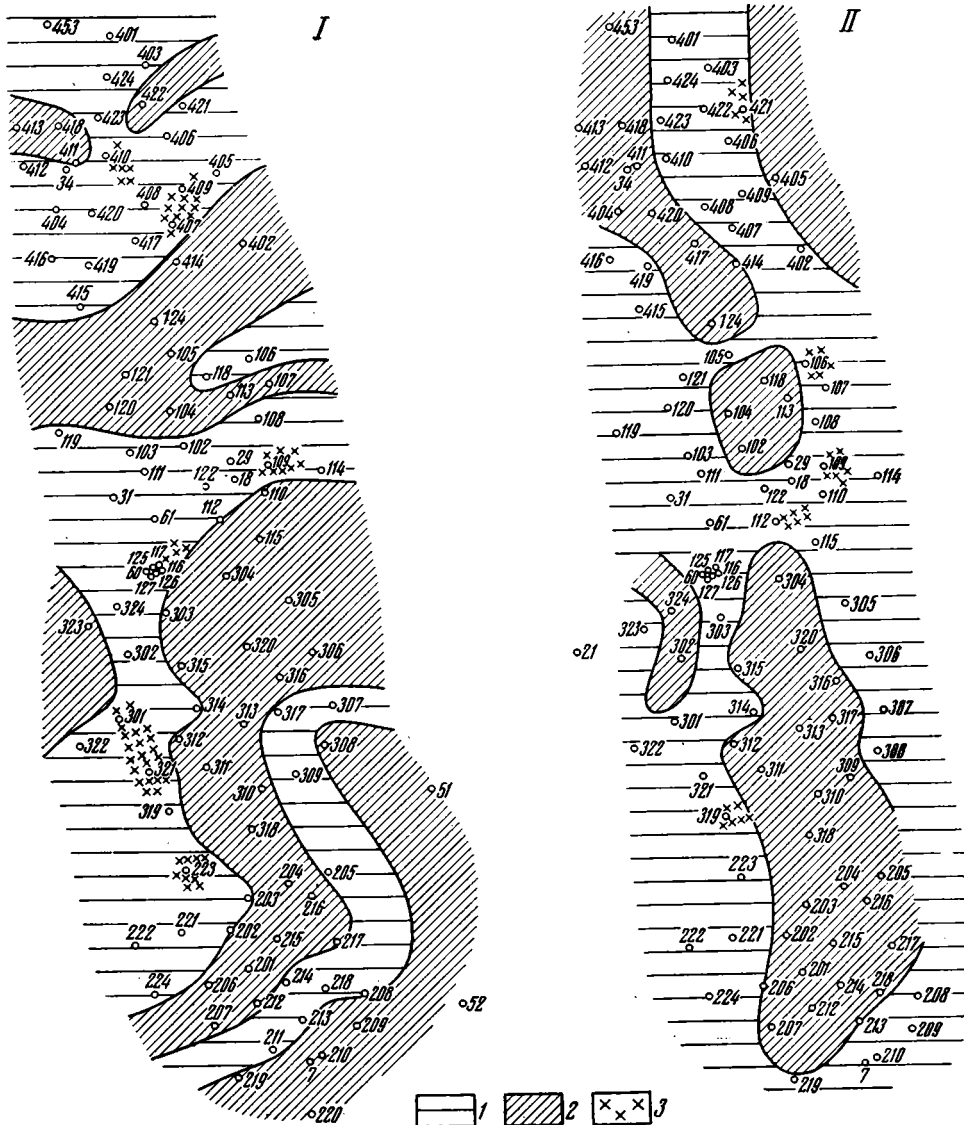
В целом для цикла общей мощностью 20—30 м характерны примерно равные соотношения по мощности «песчаной» и «глинистой» частей с некоторым преобладанием последней. Однако глины имеют фрагментарное распространение вследствие размыва вышележащими базальными песками.

Цикл 6, мощностью 20—45 м, в целом построен однотипно с вышеописанным. Отличает его довольно пестрый состав верхней части разреза, который состоит из линзовидного переслаивания глин, песчаников, алевролитов и пачек тонкого чередования этих пород.

Цикл 7, мощностью 20—25 м, сложен базальными алеврито-песчаными породами, залегающими с глубоким размывом в основании. Среди них содержатся выклинивающиеся прослои глин и пачки тонкого переслаивания с алевролитами мощностью 0,5—2,0 м. Вверх по разрезу пески постепенно переходят в алевролиты и глины. Чаще всего песчаные отложения занимают 1/2 или 2/3 мощности отложений цикла. В редких случаях базальные пески утоняются или выклиниваются, и песчаный пласт разбивается на ряд линз, залегающих среди глин и алевролитов. Интересно отметить, что наиболее глинистые разрезы цикла тяготеют к присводовой части Медвежьего вала.

Цикл 8 имеет чрезвычайно пестрый и изменчивый по разрезу и простиранию состав. Однако в пределах большей части месторождения в основании прослеживается пачка песков и алевролитов. Базальный горизонт залегает с эрозионным несогласием, глубина вреза которого достигает 10—15 м. Местами полностью размыта глинистая часть подстилающего цикла вплоть до базальных песков. На профилных разрезах видно, что песчаные тела имеют форму круглых двояковыпуклых линз, мощностью до 25—30 м, протяженностью 1—3 км. В одних случаях они полностью выклиниваются и по простиранию замещаются пачками переслаивания алевролитов и глин, в других — утоняются до 5—10 м и прослеживаются в виде горизонтальных пластов песков. Верхние и боковые контакты сложные и, по-видимому, постепенные.

Верхняя часть цикла сложена глинами с прослоями и линзами песков и алевролитов и пачками тонкого их переслаивания. Средняя мощ-



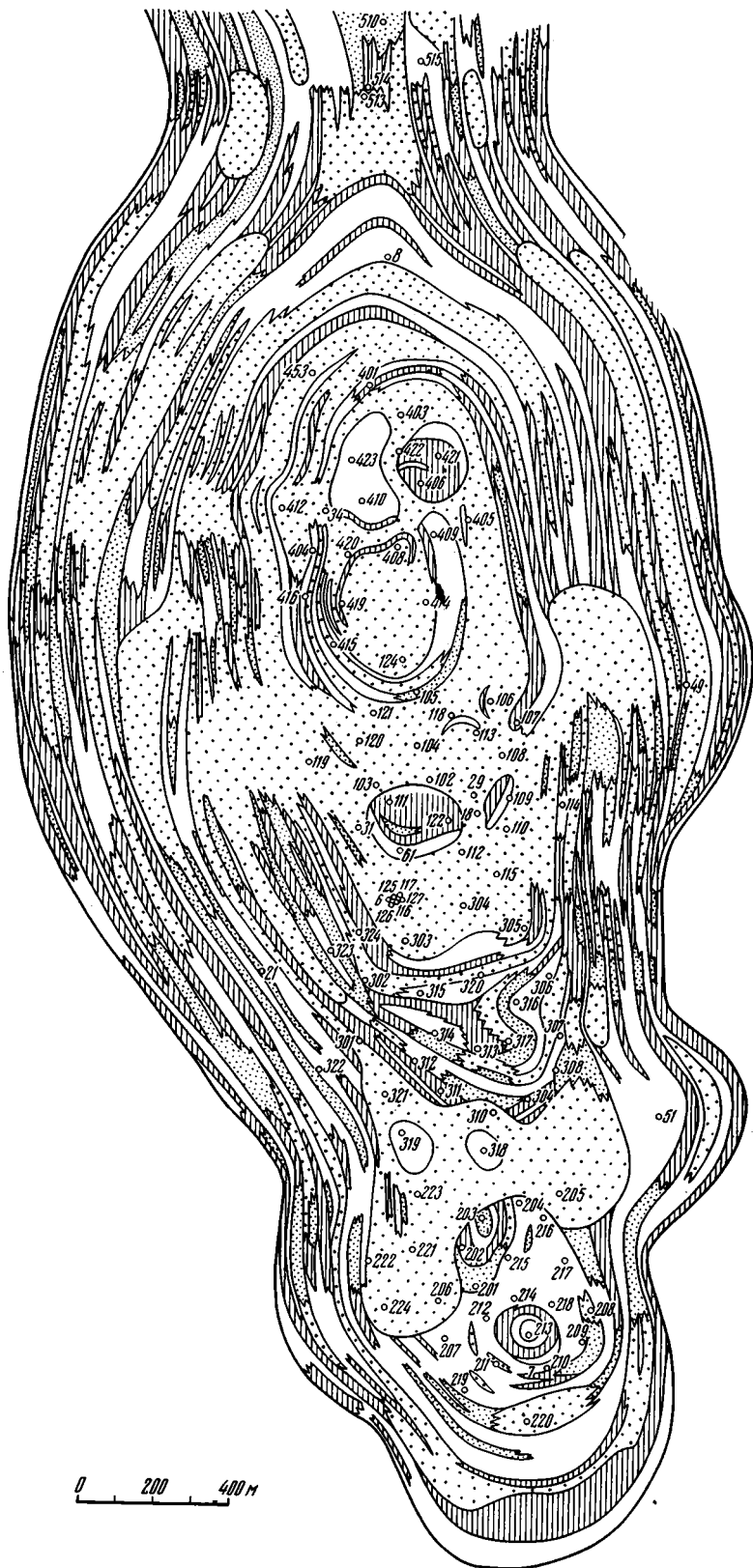
Фиг. 4. Схема распространения базальных алевроито-песчаных отложений циклов I и II. Месторождение Медвежье

1 — базальные алевроито-песчаные отложения; 2 — алевроито-глинистые отложения болотно-пойменной и озерной фаций; 3 — зоны наиболее глубоких эрозионных врезов — литологические «окна»

ность пластов глин колеблется около 2—4 м, а максимальная достигает 15 м. Однако весьма характерно, что даже наиболее мощные пласты на коротком расстоянии (1—3 км) выклиниваются или расслаиваются проницаемыми породами.

На одном уровне примерно в 5—7 м ниже кровли фиксируется цепочка песчаных линз с плоской нижней поверхностью и выпуклой верхней мощностью до 7 м, залегающих среди глин или пачек переслаивания. В кровле повсеместно прослежен пласт глин или слабопроницаемых алевролитов мощностью около 5 м, реже 2 м.

Песчаные тела, выполняющие эрозионные врезы, прослеживаются в плане в виде узких рукавообразных зон, пересекающих Медвежий вал в субширотном и субмеридиональном направлениях (фиг. 4). Кроме



того, на картах выделены участки, где глинистые части циклов полностью размыты, и пески двух соседних циклов контактируют между собой. Эти литологические «окна» представляют собой вероятные пути газогидродинамической связи горизонтов.

Рукавообразные песчаные тела хорошо прослеживаются и на картах-срезах, построенных по нескольким условным поверхностям, параллельным кровле покурской свиты (Ермаков и др., 1975). Неоднородное, линзовидно-прерывистое строение продуктивной сеноманской толщи иллюстрируется также картой-срезом по поверхности с абсолютной глубиной — 1090 м (фиг. 5). Наблюдаемое на них увеличение песчанистости к своду структуры обусловлено тем, что в присводовой части на поверхность карты выведены базальные части циклов. В целом карты-срезы дают возможность оценить площади распространения различных литологических тел-коллекторов и коллекторов. Можно полагать, что и на поверхности современного газоводяного контакта (ГВК) строение толщи будет столь же неоднородным².

Несколько слов о приуроченности вышеописанных литологических типов пород к разрезу. Как уже упоминалось, из-за незначительного количества керн этот весьма важный для генетического анализа вопрос можно осветить лишь в общем виде. Песчаники и алевролиты двух первых типов приурочены к базальным частям циклов. Алевролиты третьего типа и глины слагают линзы среди песчаников первого типа, либо прослои покровных частей циклов. Данных об изменении гранулометрического состава от подошвы к кровле цикла также нет. О тенденции к уменьшению зернистости и увеличению роли алевроито-глинистых слоев от подошвы к кровле можно судить по общему распределению пород в разрезе.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ СЕНОМАНА — НИЖНЕГО ТУРОНА

Все рассмотренные выше особенности состава и строения продуктивных отложений позволяют сделать заключение о том, что эта сероцветная терригенная циклично построенная толща представляет собой осадки приморской аккумулятивной равнины. Своим образованием она обязана аллювиальной деятельности сети рек с пологим продольным профилем в пределах низменной равнины в условиях гумидного климата. Каждый элементарный двучленный ритм отложений (песчано-алевритовые и алевроито-глинистые породы) отражает аллювиальный цикл осадконакопления. Волнисто-слоистые песчаники и алевролиты с каолинитовым или каолинит-гидрослюдистым цементом, с обугленными растительными остатками, залегающие с эрозионным несогласием, представляют собой фацию руслового аллювия. Характерной особенностью рассмотренных отложений является отсутствие грубозернистых пород с ярко выраженной диагональной слоистостью среди базальных горизонтов, что принято считать первым признаком русловой фации. Это связано, по-видимому, с составом влекомых наносов. Е. В. Шанцер отмечает, что «...даже на крупных реках, но переносящих очень мелкозернистый материал, в разрезах руслового аллювия главную роль приобретают мелко- и тонкозернистые пески с косоволнистой слоистостью яриби течения» (1966, стр. 117).

² ГВК вскрыт небольшим количеством скважин.

Горизонтально- или линзовидно-слоистые алевроито-глинистые породы, слагающие кровлю ритмов и насыщенные рассеянной и сконцентрированной обугленной растительной органикой, а иногда с линзочками угля, являются пойменно-болотными или озерными фациями. Многочисленные эрозионные врезы, выполненные песками, обусловлены блужданием русла палеореки. При постепенном опускании территории формировались многоярусность и большие мощности толщ — констративная аккумуляция. Горизонты с морской фауной в верхней части разреза свидетельствуют о прерывистом проникновении моря в пределы аккумулятивной равнины.

Судя по форме песчаных линз с выпуклой верхней поверхностью и их значительной протяженностью (Shelton, 1967; Каледа, Шик, 1975), можно предположить их баровое происхождение.

Возможно, что наряду с типично аллювиальными и баровыми фациями в разрезе присутствуют и дельтовые со всеми своими разновидностями. Однако пока нигде не удается зафиксировать переход строго по простирацию от аллювиальных фаций к морским. Имеющиеся скудные сведения о геометрии тел и внутренних чертах строения отложений недостаточны для решения этого вопроса. Новые данные бурения с каждым годом отодвигают предполагаемую область морского осадконакопления все дальше на север. Так, до недавнего времени морской бассейн предполагался (Марковский, 1973, и др.) в пределах современного п-ова Ямал. В настоящее же время во многих точках на его территории вскрыты аллювиальные алевроито-песчаные отложения уватской свиты.

Все попытки провести береговую линию по данным изучения изолированных точек наблюдения, расположенных исключительно в пределах сводов структур (Саркисян, Комардинкина, 1971, и др.), нам представляется преждевременными. Однозначно можно судить о том, что береговая линия в течение позднего сеномана — раннего турона была блуждающей с тенденциями ее смещения во времени в южном направлении.

Ландшафт и климатические условия во время осадконакопления покурской свиты, по-видимому, соответствовали современному состоянию севера Западной Сибири. Эта территория в настоящее время — типичная приморская аккумулятивная равнина, с пенеппенизированными областями питания, с крупной разветвленной речной системой с немеандрирующими руслами, у которых продольные профили близки к профилю равновесия. В плане имеет место постепенный переход с севера на юг от морских и прибрежно-морских баровых и пляжевых осадков сначала к дельтовым фациям, затем отложениям соров и типично аллювиальным и озерно-болотно-аллювиальным с близким типом состава и строения и постепенной сменой признаков.

ВЫВОДЫ

— Продуктивная газоносная толща представляет собой отложения приморской аккумулятивной равнины.

— Генезис толщи предопределяет ее неоднородное строение в плане и разрезе.

— Продуктивная толща характеризуется цикличным строением. В основании каждого цикла с эрозионным несогласием залегают высокопроницаемые песчаники, а в кровле — малопроницаемые, алевроито-глинистые породы.

— Последние не образуют сплошного непроницаемого раздела, поскольку: а) содержат линзы песчаников и б) размывы в зонах эрозионных врезов.

— Распространение базальных песчаных тел имеет линзовидное или шнурковое залегание.

— Отмеченные особенности строения продуктивных горизонтов способствуют облегченной газогидродинамической связи между пачками проницаемых пород в пределах всего газоносного массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н.** Типизация и классификация седиментационных циклов. (тез. докл.) — В кн.: Цикл. осадконакопления и закономер. разм. гор. полезн. ископ. Новосибирск, 1975. Изд. СО АН СССР.
- Геология нефти и газа Западной Сибири.** М., «Недра», 1975.
- Гольберт А. В., Маркова Л. Г.** Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968.
- Ермаков В. И., Орел В. Е., Шаля А. А.** Основные закономерности неоднородного строения сеноманских отложений Западной Сибири в связи с разработкой газовых месторождений. — Тр. ВНИИГАЗ, вып. 47/55. М., «Недра», 1975.
- Каледа Г. А.** Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах. — В кн.: Вопросы метод. изуч. литолог. в н-г обл. М., «Недра», 1970.
- Каледа Г. А., Шик Н. С.** Тектонические закономерности размещения и нефтегазоносность баров. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5.
- Кулахметов Н. Х.** Стратиграфия верхнемеловых отложений Тазовского нефтегазоносного района. — Тр. ЗапСибНИГНИ, 1967, вып. 5.
- Марковский Н. И.** Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М., «Недра», 1973.
- Мизеров Б. В., Черноусов С. И., Абрамов С. П., Сухорукова С. С., Вотях М. Д.** Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. М., «Наука», 1971.
- Неоднородное строение продуктивной толщи верхнего мела газовых месторождений севера Тюменской области. М., ВНИИЭГАЗПРОМ. Сер. геол. и разв. газ. и газоконд. месторожд., 1975.
- Саркисян С. Г., Комардинкина Г. Н.** Литолого-фациальные особенности сеноманских газоносных отложений севера Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1971.
- Тест Б. И., Осипова З. В., Сычев В. Я.** Мезозойские отложения Жиганского района. — Тр. НИИГА, 1962, т. 131.
- Шанцер Е. В.** Аллювий равнинных рек. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шанцер Е. В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.
- Shelton J. W.** Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier-bar, and turbidity-current sand deposits. — Bull. A. A. P. G., 1967, v. 51, No. 12.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт природных газов,
пос. Развилка

Дата поступления
11.X.1976

УДК 551.326.5/572.65

К ГЕНЕЗИСУ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ТИЛЛИТОВИДНЫХ ПОРОД ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Н. В. БЕЛОЗЕРЦЕВА, М. К. СИЛИЧЕВ

Изучены особенности седиментации верхнепермских алевропелитовых пород, несущих незакономерно рассеянную гальку и обломки чужеродного материала — «рябчиков». На основании сильной латеральной изменчивости, а также комплекса текстурных признаков, свидетельствующих об активном гидродинамическом режиме области осадконакопления, применительно к Южно-Верхоянскому синклинорию выдвигается турбидитная гипотеза происхождения этих пород.

Факт существования тиллитовидных образований среди пермских отложений Яно-Колымской складчатой области впервые отметил Х. И. Калугин (1958). Он описал темные алевропелитовые породы, несущие незакономерно рассеянный обломочный материал гравийно-галечной размерности, имеющий весьма пестрый петрографический состав при резко неравномерной окатанности и практическом отсутствии гранулометрической сортировки. Он же предложил для их обозначения термин «рябчики», получивший повсеместное распространение среди геологов, занимавшихся изучением этого региона.

Как показали дальнейшие исследования, выделенные Х. И. Калугиным породы весьма широко распространены как среди пермских отложений мезозойд Северо-Востока СССР вообще (Эпштейн, 1972), так и в терригенном комплексе Южно-Верхоянского синклинория, который в своей верхнепермской части делится здесь на три свиты: менкеченскую, чамбинскую и имтачанскую (Домохотов, 1959).

В 1973—1975 гг. авторы настоящей статьи на площади 1000 км² изучили ряд послонных разрезов верхнепермских отложений в бассейне р. Тыры (правый приток р. Алдан), где их стратиграфия разработана наиболее детально (фиг. 1).

В процессе этой работы, проводившейся параллельно с геологической съемкой, и в результате знакомства с разрезами, которые изучены другими геологами Аллах-Юньской экспедиции Якутского ТГУ (В. Е. Скрипников, Н. В. Голоперов, Ю. Г. Пономарев), был получен ряд новых фактов, позволяющих высказать некоторые соображения об условиях образования тиллитовидных пород рассматриваемого района.

Геолого-петрографическая характеристика «рябчиков». В бассейне р. Тыры «рябчики» концентрируются в верхней — существенно алевритовой части менкеченской свиты. Они были отмечены и среди песчаников вышележащей чамбинской свиты. Вертикальный диапазон их распространения на этом стратиграфическом уровне достигает 400 м при мощности отдельных пластов от 10 до 100 м. В свежем виде это черные тиллитовидные породы, что обусловлено наличием в разной мере ока-

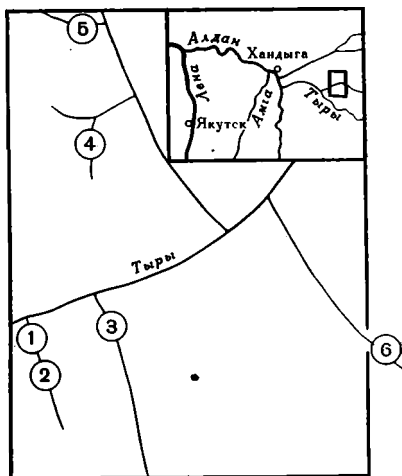
таных обломков весьма пестрого петрографического состава. Количество грубообломочного материала в них может достигать 30—40%. Представлен он в основном известняками, либо известковистыми породами железистомagneзиального ряда, а также измененными липаритами, дацитами, вулканическим стеклом среднего, реже кислого состава, гранитами, песчаниками и аргиллитами. Размерность обломочного материала колеблется от 0,5 до 10 см. Сортированность по крупности практически отсутствует, окатанность магматических пород высокая, обломки осадочных, особенно известковистых пород, угловаты.

В шлифе базальная составляющая «рябчиков» определяется как известковистый алевролит, местами переходящий в криптозернистый углисто-глинистый сланец. На многих участках базис нацело сложен мелкими обломочками криптозернистых известняков, сцементированных углисто-глинистым материалом, обнаруживающим лишь слабо выраженную агрегатную поляризацию. Помимо хорошо различных визуально обломков пород здесь постоянно отмечаются остроугольно-оскольчатые обломки кварца (до 60%) плагиоклаза и калишпата. Это обстоятельство позволило В. А. Андриановой (1975) предположить, что в формировании описываемых отложений заметную роль играли процессы отдаленного вулканизма. В местах повышенной известковистости обломки магматических и терригенных пород, а также калишпата и плагиоклаза, в меньшей мере кварца, по сети мелких трещинок и с периферии интенсивно корродируется основной массой породы, постепенно приобретая характер плохо выраженных теневых реликтов. Акцессорные минералы в «рябчиках» встречаются крайне редко и представлены единичными зернами циркона и апатита.

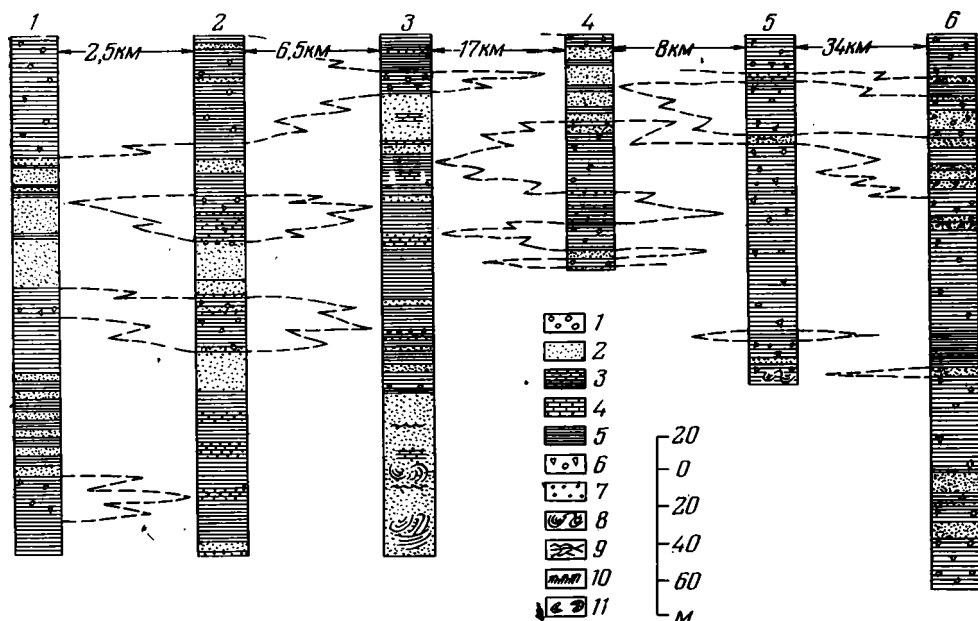
Таким образом, наиболее характерной петрографической особенностью этих пород является значительное содержание в них грубообломочного материала, отсутствие его гранулометрической сортировки, а также повышенная карбонатность. Последняя черта наиболее рельефно выступает при сравнении результатов силикатных анализов «рябчиков» и обычных алевролитов менкеченской свиты (таблица).

Благодаря специфичности внешнего облика насыщенная «рябчиками» часть разреза верхнепермской толщи уверенно опознается и прослеживается при картировании несмотря на резкие изменения количества, а также мощности пластов «рябчиков» в каждом конкретном разрезе (фиг. 2). Как видно из схемы расположения разрезов менкеченской свиты (см. фиг. 1), весьма существенные изменения подобного рода удается фиксировать на расстояниях всего 6—7 км. Так, в разрезе 1 «рябчики» развиты в интервале около 170 м от кровли менкеченской свиты и представлены тремя пачками мощностью до 64 м, тогда как в разрезе 3 задокументирован всего один пласт этих пород, мощность которого не превышает 11 м.

Несмотря на отмеченную изменчивость, при детальном изучении и критическом анализе ранее составленных разрезов удалось выявить одну весьма важную, на наш взгляд, закономерность. Суть ее состоит в том, что каждый пласт «рябчиков» непременно подстилается и перекрывается пластами более грубых пород псаммитового состава (фиг. 3).



Фиг. 1. Схема положения района (врезка) и разрезов верхнепермских отложений



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов верхней пачки менкеченской свиты. Разрез 1 — по Н. В. Голоперову (1968); разрез 2 — по В. Е. Скрипникову (1968); разрез 3, 4, 5 — по Н. В. Белозерцевой и М. К. Силичеву; разрез 6 — по Ю. Г. Пономареву (1968 г.) 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — пачки тонкого флишондного переслаивания; 6 — «рябчики»; 7 — конкреции марказита; 8 — текстуры взмучивания; 9 — волнистая и косая слоистость; 10 — отпечатки дождевых капель; 11 — следы ползания червей

Грубообломочный материал, определяющий специфический облик описываемых пород в различных разрезах и в пачках одного и того же разреза, распределяется крайне неравномерно, но в целом его количество и крупность ощутимо возрастают в восточном направлении, что предполагает соответствующее расположение области сноса. В пользу такого вывода говорят также результаты радиологической датировки,

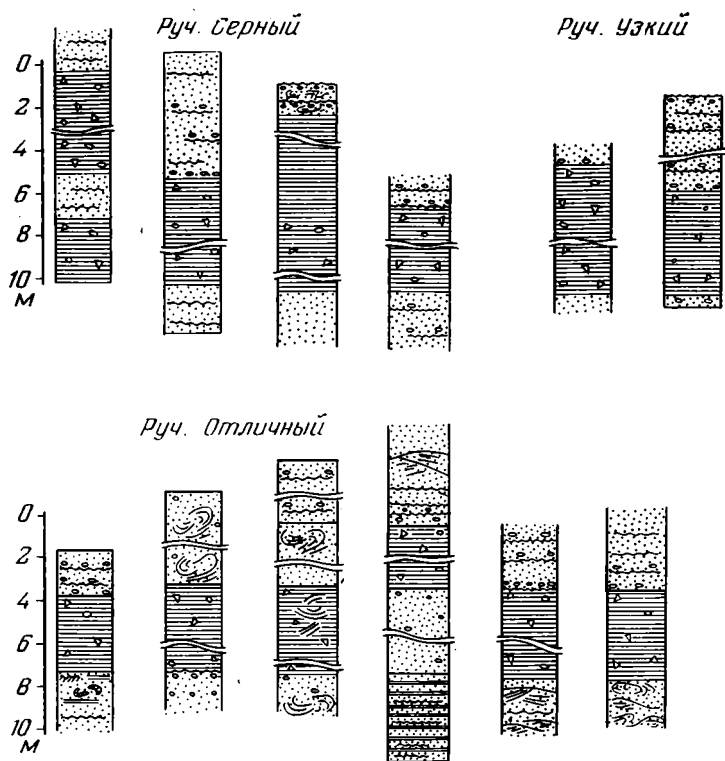
Химический состав пород менкеченской свиты, вес. %

Окисел	«Рябчики»			Обычные алевролиты			
SiO ₂	56,95	58,96	58,12	61,64	63,38	63,36	64,06
TiO ₂	0,49	0,57	0,47	0,58	0,57	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	12,81	13,33	12,00	15,95	14,20	15,95	14,46
Fe ₂ O ₃	0,80	0,98	0,72	0,48	0,28	0,52	0,48
FeO	2,80	3,16	2,92	4,93	3,84	3,27	4,53
MnO	0,40	0,04	0,04	0,06	0,08	0,04	0,03
MgO	3,78	3,30	3,14	2,19	2,33	1,92	2,24
CaO	5,66	4,32	6,76	1,71	2,87	1,16	1,10
K ₂ O	3,42	3,49	3,19	3,07	2,95	3,57	3,37
Na ₂ O	1,79	1,79	1,92	2,75	2,70	2,56	2,72
H ₂ O ⁺	Н.о.	2,11	1,90	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
H ₂ O ⁻	0,36	0,37	0,26	0,14	0,06	»	»
П.п.п.	2,42	0,53	0,22	3,08	2,16	3,22	3,28
SO ₃	0,07	Сл.	0,16	0,07	0,05	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,017	0,14	0,15	0,22	0,17	0,16	0,19
CO ₂	8,03	6,5	7,66	2,73	4,05	1,14	0,79
Сумма	99,61	99,56	99,61	99,60	99,64	99,52	99,92

Примечание. Анализы выполнены в центральной лаборатории Якутского ТГУ. Аналитик Н. Д. Тихоньких. Н.о. — не определялось.

выполненные калий-аргоновым методом по валовому составу гранитоидной гальки «рябчиков» нашей коллекции в лаборатории Ростовского государственного университета (аналитик Г. И. Лебедько). Возраст материнских гранитоидов составляет 270 ± 10 млн. лет, что по шкале Калпа (Гамильтон, 1968) соответствует концу каменноугольного периода.

На сопредельных территориях проявления гранитоидного магматизма этого возраста известны только в Юдомо-Майском складчато-глыбо-



Фиг. 3. Положение прослоев «рябчиков» в разрезах. Верхний ряд колонок — Менкеченская свита, третья пачка (P_2m^3) нижний ряд — чамбинская свита, первая пачка (P_2cm^1). Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

вом поднятии, располагающемся к юго-востоку от бассейна р. Тыры. Они представлены здесь Маастахским массивом гранит-гранодиоритового состава, абсолютный возраст которого, по данным различных исследователей, колеблется в пределах 283—293 млн. лет (Гринберг и др., 1970).

С учетом изложенных фактов можно достаточно обоснованно считать, что во время образования верхнепермских «рябчиков» областью сноса служил современный Охотский массив с его складчато-глыбовым обрамлением, а возможно, также Палеоберингия, скрытая сейчас под водами Охотского моря. Отложение же терригенных осадков в описываемом районе, как во всем Южно-Верхоянском синклинории, происходило в мелководном морском бассейне, дно которого все время колебалось вблизи базиса действия воды, а также прибрежных течений и периодически претерпевало кратковременное осушение.

В пользу такого вывода свидетельствует как их гранулометрический состав, так и целый комплекс структурно-текстурных особенностей. О прибрежно-шельфовом характере этих пород говорят многочисленные линзы и прослои внутриформационных конгломератов, гравелитов и автохтонных конглобрекций, обломки углефицированной древесины,

реже маломощные линзочки ископаемых углей, отпечатки углефицированной листовой флоры, многочисленные трещины усыхания и следы дождевых капель.

Об активном гидродинамическом режиме области их седиментации напоминают постоянно встречающиеся косая и косоволнистая слоистость, линзовидные скопления битого ракушняка, а также повсеместно наблюдаемые знаки донной ряби. Почти по всему разрезу верхнепермских отложений рябь имеет симметричное строение и характеризуется индексом порядка 2—4,2 единиц и только в интервале развития «рябчиков» приобретает ярко выраженную асимметрию, а соответствующий показатель возрастает до 52.

Происхождение «рябчиков». Ряд исследователей, рассматривавших эту проблему в печати (Андрианов, Андрианова, 1962; Домохотов, 1959; Эпштейн 1972), придерживаются ледово-морской гипотезы, которая стала пользоваться почти полной монополией среди геологов Северо-Востока. Наиболее аргументированно она обоснована в работе О. Г. Эпштейна.

Самым веским доводом в пользу ледово-морской гипотезы этот исследователь считает (и это, безусловно, правильно) огромное (15—20 тыс. км²) площадное распространение «рябчиков» в бассейне р. Колымы в сочетании с их исключительной выдержанностью по латерали. Параллельно с этим О. Г. Эпштейн рассматривает типоморфные признаки сходных по внешнему облику отложений, образуемых грязево-мутевыми потоками (турбидиты). В качестве таковых перечисляются: 1) локальность развития и латеральная изменчивость разрезов; 2) способность материала, переносимого грязево-мутевыми потоками, к внедрению в подстилающие слои, что проявляется в их пластических деформациях, а порой в интенсивном брекчировании; 3) сгруженность принесенного обломочного материала и обломков слаболитифицированных местных пород у подошвы турбидитного потока; 4) неспособность к перемещению обломков диаметром более 10 см.

В качестве благоприятной предпосылки широкого развития грязево-мутевых отложений указанный автор рассматривает периодически повторяющиеся землетрясения морского дна и порождаемые ими волны цунами.

Полностью разделяя выдвинутые им положения, мы считаем уместным несколько подробнее остановиться на некоторых особенностях положения пород турбидитного происхождения в общем разрезе терригенной толщи, а также характере текстурных рисунков и подводной ряби, прямо вытекающих из динамики перемещения суспензионно-грязевых растворов и механизма их воздействия на слабоуплотненные осадки.

Поскольку сами «рябчики» в основе своей относятся к породам алевроитовой группы, а любые срывы легче всего реализуются по границам механически (в данном случае и гидродинамически) различных сред, логично предположить, что каждый пласт «рябчиков» должен иметь более жесткое и менее склонное к разбуханию ложе.

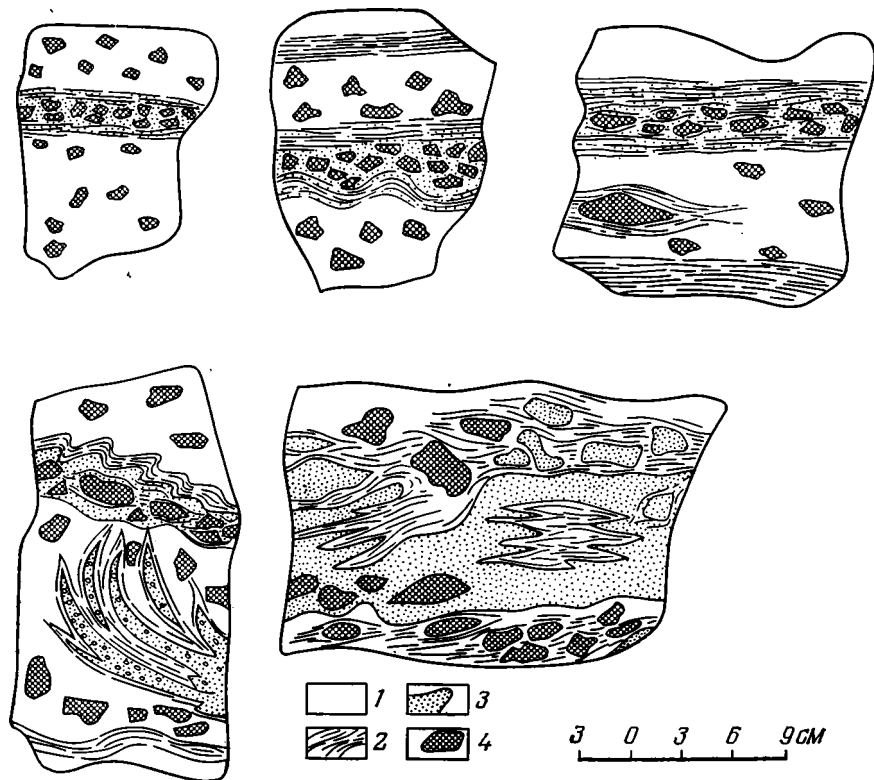
Что касается текстурных особенностей, то, во-первых, они должны быть изменчивыми по разрезу и в латеральном направлении, а во-вторых, наряду с проявлением нормальной стратификации должны отражать турбулентный характер и динамическую активность суспензионного потока. Логично полагать, что наряду с обычными это будут текстуры взмучивания и турбулентного завихрения, асимметрично волнисто-слоистые, вызванные оползанием и гофрировкой водонасыщенного глинистого материала, а также конглобрекчиевые, обусловленные взламыванием и цементацией слабоуплотненных подстилающих пород.

Наряду с симметричной рябью волнения в интервале развития мутевых отложений правомерно ожидать проявления асимметричной ряби

течения, возникающей в результате односторонне поступательного движения суспензионного потока. Длина волны такой ряби будет намного превышать ее амплитуду, что может быть установлено по «аномально» большой величине соответствующего индекса.

Пользуясь комплексом перечисленных критериев, рассмотрим правомерность применения ледово-морской и турбидитной гипотез к конкретным разрезам «рябчиков» бассейна р. Тыры, являющегося стратотипической местностью верхнепермских отложений Южно-Верхоянского синклинория.

1. Площадное распространение и латеральная изменчивость разрезов. Как следует из описания и корреляционных колонок, толщина «рябчиков» в районе р. Тыры отличается ярко выраженной литологической неустойчивостью, что выражается в резком изменении числа и мощности этих пород, а также крайней нестабильности их положения в раз-



Фиг. 4. Текстуры «рябчиков» менкеченской свиты. Зарисовки образцов
1 — алевролиты массивные, 2 — алевролиты слоистые, 3 — песчаники, 4 — обломки чужеродных пород (известняки, магматические породы, кремни и др.)

резе. Весьма важно, что все эти изменения удается фиксировать даже в разрезах, удаленных друг от друга всего на расстояние 6—7 км.

Подобная изменчивость, естественно, плохо согласуется с ледово-морской гипотезой, но она прекрасно объяснима с позиций турбидитно-мутьевого происхождения «рябчиков». Сама природа и динамика грязево-суспензионного переноса материала такова, что количество пластов (потоков) и даже строение одного и того же потока будет резко изменяться по мере удаления от области срыва и снижения его несущей способности. Правомерно, видимо, предполагать, что в этом направлении будет закономерно уменьшаться количество и крупность материала гра-

вийно-галечной размерности, как это и наблюдается в разрезах изученного нами района.

2. Строгая приуроченность «рябчиков» к пластам алевропелитового состава, заключенным среди осадков более грубого состава (см. фиг. 3), также хорошо согласуется с механизмом возникновения и перемещения грязево-мутевых потоков, являющихся следствием периодически повторяющихся срывов переувлажненной и наиболее подвижной глинистой массы по относительно уплотненному песчанистому ложу. При альтернативном решении вопроса максимальное количество чужеродных обломков должно наблюдаться не в алевритовых, а более грубых — псаммитовых прослоях, образование которых связано с весенне-летним циклом седиментации, когда, с одной стороны — в акваторию шельфа выносится огромная масса прибрежно-речного льда, а с другой — существенно возрастает абрадирующая сила моря и несущая способность рек, транспортирующих в это время материал преимущественно псаммитовой размерности.

3. Текстуры «рябчиков» отличаются большим разнообразием (фиг. 4) и включают широкую их гамму, присущую как породам, образовавшимся в процессе нормальной седиментации, так и связанных с грязево-мутевыми потоками. Для последних наиболее показательны образцы, помещенные в нижнем ряду зарисовки (см. фиг. 4). Их текстурные особенности вполне определенно свидетельствуют об активном гидродинамическом режиме области осадконакопления и направленно-поступательном движении транспортирующей среды.

4. Донная рябь пограничных слоев менкеченской — чамбинской свит, т. е. интервала наиболее широкого развития «рябчиков», по характеру строения и величине индекса резко отличается от остальной части верхнепермского и триасового разрезов. Как было показано выше, она имеет здесь резко асимметричный профиль при индексе до 52 единиц, что также предполагает односторонне-поступательное движение транспортирующей среды и хорошо согласуется с гипотезой грязево-мутевого переноса.

ВЫВОДЫ

Подводя итог сравнительного рассмотрения двух конкурирующих гипотез, можно констатировать, что применительно к конкретным условиям бассейна р. Тыры гипотеза ледово-морского генезиса «рябчиков» плохо согласуется с реально наблюдаемыми фактами, тогда как турбидитная вполне удовлетворительно объясняет все известные сейчас особенности распространения и внутреннего строения тиллитовидных толщ и, следовательно, является более предпочтительной.

В качестве одной из причин возникновения грязево-мутевых потоков мы, вслед за О. Г. Эпштейном (1972) и другими исследователями, рассматриваем маломощные землетрясения, периодически происходившие в акватории моря и прибрежных районах верхнепермской суши. Реальность такого предположения подкрепляется наличием в терригенных осадках продуктов вулканической деятельности (Андрианова, 1975), а также появлением в толще «рябчиков» довольно крупных ($0,8 \times 20$ м) кластических даек, залечивающих трещины явно тектонического происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхнепермского терригенного комплекса в позднелазовское время. — Матер. по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, вып. 10. Якутское книжное изд., 1962.
- Андрианова В. А. О вулканогенных породах верхней перми Западного и Южного Верхоянья и их корреляционном значении. — В сб.: Проблемы стратиграфии девонских,

пермских и триасовых отложений Верхоянья. Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1975.

Гамильтон Е. И. Прикладная геохронология. Л., «Недра», 1968.

Гринберг Г. А., Бахарев А. Г. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. «Наука», 1970.

Домохотов С. В. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя Восточного Верхоянья.— Тр. совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, Изд-во «Советская Колыма», 1959.

Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 13. Магадан, Изд-во «Советская Колыма», 1958.

Эпштейн О. Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.

Аллах-Юньская геологоразведочная
экспедиция Якутского ТГУ,
пос. Хандыга

Дата поступления
15.III.1977

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)

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. MICHAÏLOV, 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*

Сдано в набор 2/II-1978 г. Т-07311. Подписано к печати 31.03.1978 г. Тираж 1310 экз.
Зак. 4038. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5,0. Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 14,8.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493