



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



СОДЕРЖАНИЕ

Памяти академика А. В. Сидоренко (к 70-летию со дня рождения)	3
Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Ерофеев В. С. Тектоническая активность и ее литологические индикаторы на рубеже мела и палеогена	7
Разумовский О. О., Понсе Н., Данилюк Л. Н., Дилья М., Корпаш Л. Диаспоровые бокситы Западной Кубы	27
Гречишников А. Т. Фации и закономерности размещения полезных ископаемых полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины	36
Бибешев И. И. Терригенно-минеральные ассоциации юрских отложений Тянь-Шаня	44
Курило М. В. Полиметаллическая минерализация в осадочно-метаморфизованных толщах Украины (генетические типы, условия образования и типоморфизм минералов)	58
Габелева Д. Я., Еременко В. И., Мамонтова Т. П. Рентгеновская типизация хлоритов на примере разновозрастных пород палеозоя Тимано-Печорской провинции	70
Семихатов М. А., Горохов И. М., Ивановская Т. А., Рублев А. Г., Кутявин Э. П., Яковлева О. В., Бизунок М. Б. Rb—Sr- и K—Ar-возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра	78
Вдовец А. З. Алунитсодержащие метасоматиты Беганьского месторождения и условия их формирования	97
Чухров Ф. В., Сахаров Б. А., Горшков А. И., Дриц В. А., Баринев Н. Н. Новая смешанослойная фаза океанических железомарганцевых конкреций	112
Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д. Геотермические исследования в Мировом океане в связи с изучением газогидратоносности	121

Краткие сообщения

Блажжичин А. И., Ланге Д., Свиаренко В. К., Троцюк В. Я. Газотурбированные осадки Балтийского моря	126
Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Поликашина Н. С., Чудинов В. И. Кора выветривания с вивианитом на рудоносных габбро-норитах Новомиргородского массива	132
Лисицын А. К., Киреев А. М., Шулик Л. С. Ураноносность поровых растворов в пластовых условиях и в пробах, отобранных на анализ	137

CONTENTS

Memorial of academician A. V. Sidorenko (on his 70th birthday)	3
<i>Timojeev P. P., Tsekhouvsky Yu. G., Erojeev V. S.</i> Tectonic activity and its lithological indicators at the Cretaceous-Paleogene boundary	7
<i>Razumovsky O. O., Ponce N., [Danilyuk L. N.], Di'ya M., Korpash L.</i> Diaspore bauxites of West Cuba	27
<i>Grechishnikov A. T.</i> Facies and the distribution of mineral resources of the Poltava series of the Dnepr-Donets depression	36
<i>Bebeshev I. I.</i> Terrigenous mineral assemblages of Jurassic deposits in Tien Shan	44
<i>Kurilo M. V.</i> Polymetallic mineralization in sedimentary metamorphosed sequences in Ukraine (genetic types, the formation conditions and typomorphism of minerals)	58
<i>Gabeleva D. Ya., Eremenko V. I., Mamontova T. P.</i> X-ray chlorite typization exemplified by non-coeval Paleozoic rocks of the Timan-Pechora province	70
<i>Semikhatov M. A., Gorokhov I. M., Ivanovskaya T. A., Rublyov A. G., Kutya- vin E. P., Yakovleva O. B., Bizunok M. B.</i> Rb—Sr- and K—Ar-age of globular stratified silicates in the USSR Riphean and Cambrian: materials for the geochronometer assessment	78
<i>Vdovets A. Z.</i> Alunite-bearing metasomatites of the Began deposits and their formation setting	97
<i>Chukhrov F. V., Sakharov B. A., Gorshkov A. I., Drita V. A., Barinov N. N.</i> New mixed-layered phase of oceanic ferromanganese nodules	112
<i>Solovyev V. A., Ginsburg G. D.</i> Geothermal investigations in the World Ocean connected with the study of gas-hydropresence	121
<i>In brief</i>	
<i>Blazhchishin A. I., Lange D., Svinarenko V. K., Troitsyuk V. Ya.</i> Gasturbin-mixed sediments of the Baltic Sea	126
<i>Borisenko L. F., Tarasenko V. S., Polikashina N. S., Chudinov V. I.</i> Weathering crust with vivianite covering the ore-bearing gabbro-norites of the Novomirgorod massif	132
<i>Lisitsyn A. K., Kireev A. M., Shulik L. S.</i> Uranium occurrence in porous melts in beds and in samples selected to be analyzed	137



ПАМЯТИ АКАДЕМИКА А. В. СИДОРЕНКО
(к 70-летию со дня рождения)

19 октября 1987 г. исполняется 70 лет со дня рождения выдающегося советского ученого и крупного организатора геологической науки, общественного и государственного деятеля, бывшего министра геологии СССР, вице-президента АН СССР, директора Института литосферы АН СССР, академика Александра Васильевича Сидоренко.

А. В. Сидоренко родился 19 октября 1917 г. в с. Новониколаевка Меловского района Ворошиловской области. Окончив рабфак, а затем геологический факультет Воронежского университета, был сначала ассистентом, а затем аспирантом на кафедре минералогии. Самостоятельные научные исследования А. В. Сидоренко относятся к студенческим предвоенным 1939—1941 гг. и связаны с минералогическим изучением фосфатов железа из керченских железных руд.

После тяжелого ранения на фронте под Сталинградом был демобилизован в 1943 г. и вновь вернулся к научной работе. В 1944—1945 гг. А. В. Сидоренко осуществил комплексное исследование жильных месторождений Западного Копетдага в Туркмении, дал минералогическую характеристику и установил закономерности формирования и размещения барито-витеритового, полиметаллического и ртутного оруденения.

В 1946—1950 гг. А. В. Сидоренко была изучена литология континентальных отложений пустыни Каракум и охарактеризованы минералогические и геохимические процессы, протекающие в аридных условиях. Его литолого-минералогическое расчленение континентальных отложений пустыни было использовано для инженерно-геологического обоснования строительства через песчаные пустыни первой очереди Каракумского канала.

С 1950 до 1960 гг. научная и научно-организационная деятельность А. В. Сидоренко была тесно связана с развитием Кольского филиала АН СССР, где он сначала работал заместителем, а с 1952 г. — председателем Президиума этого филиала. За крупные достижения в области геологической науки в 1953 г. он был избран членом корреспондентом, а в 1966 г. — действительным членом Академии наук СССР.

Приход А. В. Сидоренко в Кольский филиал АН СССР определил всю его дальнейшую научную деятельность.

А. В. Сидоренко начал с изучения четвертичных отложений Балтийского щита. Он убедительно доказал, что в областях интенсивной ледниковой эрозии континентального оледенения могут сохраняться древние доледниковые коры выветривания и россыпи редких элементов. Это имело принципиальное значение для постановки широкого поиска полезных ископаемых в корях выветривания россыпных месторождений на Северо-Западе страны. За научное обоснование поисков крупнейших месторождений полезных ископаемых, связанных с корами выветривания Кольского полуострова, А. В. Сидоренко в 1966 г. была присуждена Ленинская премия.

До конца своей жизни А. В. Сидоренко проводил исследования по изучению древнейших глубокоизмененных геологических комплексов земной коры. Он основал, а затем и возглавил новое научное направление, получившее название «литология и осадочная геология докембрия». Эти исследования были начаты в Геологическом институте АН СССР, где А. В. Сидоренко с 1962 по 1976 гг. руководил лабораторией древних осадочных метаморфических толщ, и продолжены затем в Институте литосферы АН СССР.

Им было создано принципиально новое учение о метаморфизме и генезисе метаморфических пород. Для древних щитов и докембрийских зон в геосинклиналях фанерозоя было впервые доказано определяющее значение осадочных и вулканогенно-осадочных отложений и их метаморфических производных. Были обобщены и во многом впервые исследованы литологические признаки докембрийских отложений, установлены глобальные эпохи формирования кор выветривания и континентальных перерывов в осадконакоплении на протяжении докембрия. Естественно, что разработанная теория оказалась очень важной для познания и прогнозирования распределения огромного большинства полезных ископаемых, связанных с осадочно-метаморфической оболочкой Земли.

Является логичным, что доказательство единой цепи преобразования осадочных пород в метаморфические потребовало новых фактов, «носителями» которых могли служить минералы-индикаторы, отражающие в своем составе и кристаллохимических характеристиках связь осадочных и метаморфических пород. Это могут быть минеральные виды, отличающиеся не только различными, но даже контрастными характеристиками. С одной стороны, это должны были бы быть минералы, крайне устойчивые к изменяющимся условиям температур и давлений. Таким максимально устойчивым минералом-«свидетелем» является, в частности, циркон. Работами А. В. Сидоренко и его учеников были проведены специальные исследования циркона, показавшие, что даже в глубокометаморфизованных породах цирконы сохранили прекрасную окатанность — характеристику, которую они приобрели при формировании осадочных кластогенных пород, в процессах многократного переотложения обломочного материала.

«Антиподами» устойчивых минералов явились другие минеральные виды, такие как органическое вещество и минералы семейства слоистых силикатов. Эти компоненты отличаются высокой мобильностью структурных характеристик, способных чутко запечатлеть в своих кристаллохимических характеристиках изменения термодинамических параметров окружающей среды. Изучение графита и других углеродистых образований в метаморфических породах позволило доказать широкое распространение органического вещества в докембрии и важную роль его в процессах породо- и рудообразования. На основании литологических, геохимических и изотопных данных были показаны признаки подобия условий гипергенеза в докембрии и фанерозое.

Хорошо известные сведения о высокой реакционности органики, способной отмечать определенные термодинамические уровни эпигенетических и начально-метаморфических стадий изменения пород, были дополнены новыми материалами об изменении кристаллической структуры графита для различных типов и разных уровней метаморфизма.

Важная информация, позволяющая выявить тончайшие особенности преобразования органического вещества при метаморфизме и вскрыть первичную биогенную природу углеродистого вещества в глубокометаморфизованных породах, отражена в работах А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко и др.

Новые выводы об изохимическом характере метаморфизма, обоснованные А. В. Сидоренко, его школой и школой академика В. С. Соболева, сделали особенно значимым выяснение предистории метаморфических пород. Еще до достижения кинетической границы, вслед за которой появляются индекс-минералы, обозначающие определенную фацию (или субфацию) регионального метаморфизма, породы проходят важный этап регионального эпигенетического развития, в котором есть свои индекс-минералы, однако идентификация их осуществляется не на петрографическом, а на более тонком кристаллохимическом уровне, раскрывающем механизм динамики постепенных превращений минералов, связанный с изменением P — T -условий.

Результаты такого исследования были применены для диоктаэдрических слюд и хлоритов — широко распространенных минералов осадочных, магматических и метаморфических пород. Оказалось, что направленность кристаллохимических превращений этих минералов сохраняется от собственно осадочных процессов диагенеза и эпигенеза вплоть до глубокого метаморфизма. Особенно четко проявилось это в изменениях кристаллохимических характеристик октаэдрических слюд, в особенностях которых отразились все этапы преобразований от данных постседиментационных изменений вплоть до глубокого метаморфизма и появления ортоклазовой изограды. Хлориты, помимо этого, могут служить выразительными индикаторами первичного генезиса пара-ортотпород.

Выявленное сходство главных типов горных пород и процессов их образования явилось той основой, на которой А. В. Сидоренко сформулировал единый историко-геологический принцип изучения эволюционно развивающихся процессов и явлений на протяжении всего доступного изучению времени формирования земной коры, превышающего 3,7, а по новым данным — свыше 4,0 млрд. лет. Последовательное применение такого методологического подхода позволило осознанно применять к глубокометаморфизованным докембрийским комплексам широкий арсенал геологических методов исследования.

Применение этого принципа составляет в настоящее время теоретическую основу исследований условий формирования древнейших отложений, восстановления первичной природы метаморфических пород докембрия, а также позволяет более глубоко обосновывать прогнозы ряда ценных видов минерального сырья в кристаллических комплексах щитов древних платформ.

При изучении явлений метаморфизма обнаружилось существенное влияние особенностей состава исходных пород на ход процессов перекристаллизации. Впервые были выполнены расчеты количеств регенерированных при метаморфизме летучих компонентов: углекислоты, углеводородов и воды. Применительно к процессам формирования континентального сегмента земной коры удалось показать, что следствием регенерации летучих компонентов были значительные вариации состава и состояния атмосферы и океана, а внутри слоистых комплексов докембрия — формирование автохтонного метаморфогенного рудоносного флюида. Осуществлявшиеся под руководством А. В. Сидоренко коллективные исследования имеют большое значение для разработки целостной модели формирования и эволюции вещества земной коры континентов и размещения полезных ископаемых. Работы по осадочной геологии докембрия были положены в основу Международного научного проекта МПГК ЮНЕСКО «Металлогения докембрия», руководителем которого с 1974 г. был А. В. Сидоренко.

В 70-е годы А. В. Сидоренко разрабатывались основные положения о земной коре как части окружающей природной среды и техногенных

геологических образованиях, рассматривалась роль человека в развитии геологических процессов и решении проблем охраны окружающей природной среды.

Возглавляя геологическую службу страны с 1962 по 1975 гг. на посту министра геологии СССР, А. В. Сидоренко много внимания уделял научным основам прогнозирования и поискам месторождений полезных ископаемых, изучению Земли космическими средствами, сближению геологической науки и практики. В этот период работы научных и производственных коллективов направлялись на расширение минерально-сырьевой базы Советского Союза, что привело к созданию и промышленному освоению ряда крупных нефтегазовых и рудных районов, в том числе Тюменской, Тимано-Печорской, Мангышлакской и других нефтегазоносных провинций, Южно-Уральского, Удоканского, Центрально-Казахстанского, а также севернее Норильска рудных районов цветных металлов, обнаружению крупных месторождений золота, алмазов, редких металлов и расширению ранее открытых рудных районов.

Особое внимание А. В. Сидоренко уделял проблемам, связанным с поисками и освоением нового минерального сырья. Наглядным примером может быть проведенный в 1978 г. под его непосредственным руководством симпозиум, посвященный цеолитам, которые называют сейчас «сырьем будущего». Цеолитам принадлежит важнейшая роль в решении одной из важнейших проблем современности — экологической защиты природной среды. Их высокие адсорбционные качества позволяют резко сократить загрязнение атмосферы токсичными газами, применение их обеспечивает очистку питьевых и сбросовых промышленных вод от ряда токсичных веществ, в частности, радиоактивных элементов (^{137}Cs , ^{87}Sr и др.).

А. В. Сидоренко проводил энергичную работу по укреплению научных и производственных связей советских геологов с геологами других стран, особенно стран СЭВ. Он неоднократно выезжал в социалистические и развивающиеся страны для проведения консультаций, оказания помощи в проведении геологоразведочных работ и создании минерально-сырьевого потенциала развивающихся стран.

А. В. Сидоренко до последнего дня своей жизни проводил большую научно-организационную работу в общесоюзном масштабе. Он был председателем Межведомственного литологического комитета (с 1971 по 1974 гг.), вице-президентом АН СССР и председателем Секции наук о Земле АН СССР (с 1975 г.), президентом Всесоюзного минералогического общества (с 1976 г.). В 1969 г. избран почетным доктором Горно-металлургической Академии в г. Кракове (ПНР), являлся почетным членом ряда научных обществ. А. В. Сидоренко избирался делегатом XXV съезда КПСС, а на XXIII и XXIV съездах КПСС избирался кандидатом в члены ЦК КПСС, был депутатом Верховного Совета СССР седьмого, восьмого и девятого созыва, награжден тремя орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, Красной Звезды, медалями СССР и иностранных государств.

Прошло пять лет после трагической гибели Александра Васильевича Сидоренко 23 марта 1982 года в автомобильной катастрофе. На 65-м году ушел из жизни лидер геологов-докембристов, оставивший большое научное наследие. Его ученики и последователи продолжают разрабатывать проблемы литологии докембрия, которые выдвигались в работах Александра Васильевича Сидоренко.

Председатель Межведомственного литологического комитета член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев

УДК 551.24 : 551.3.051 : 551.781

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ЕЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НА РУБЕЖЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА

ТИМОФЕЕВ П. П., ЦЕХОВСКИЙ Ю. Г., ЕРОФЕЕВ В. С.

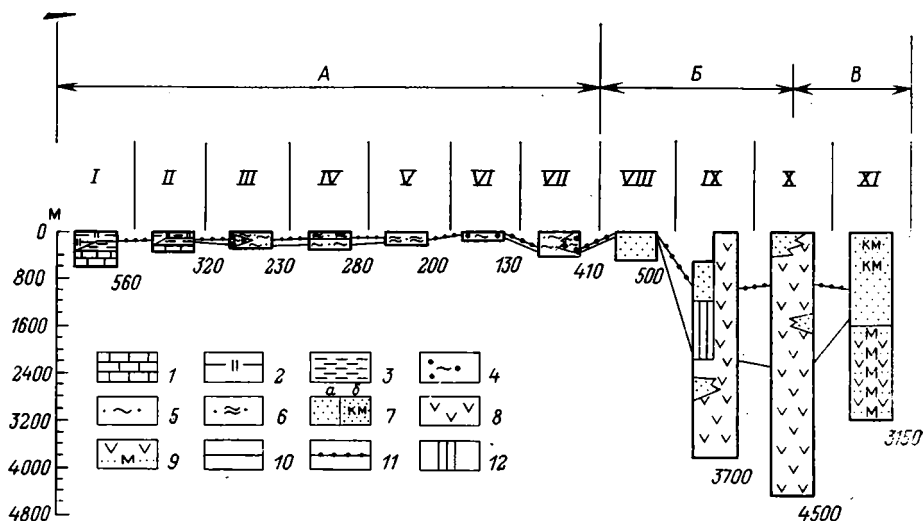
В статье показано, что на рубеже мела и палеогена на огромных площадях разных континентов Земли фиксируется затухание вертикальных рельефообразующих тектонических движений, что отразилось появлением определенных литологических и геоморфологических индикаторов. Это трансконтинентальное событие по своему рангу не уступает синхронной ларамийской фазе тектогенеза и объясняет многие необычные геологические явления на характеризуемом рубеже.

В многочисленных публикациях отмечается своеобразие геологических событий на рубеже мела и палеогена в истории Земли. В это время на суше, в морях и океанах нередко менялись типы осадков, скорости осадконакопления, появлялись в большом количестве перерывы, происходила смена фауны и флоры. Высказывались различные предположения о причинах этого — от земных до космических. Исследования в Азии и обзор литературных данных по другим континентам свидетельствуют о затухании тектонических движений, охвативших в то время огромные площади Земли (в статье анализируются лишь вертикальные рельефообразующие тектонические движения, непосредственно отражавшиеся на древних процессах седименто- и литогенеза). Это событие может объяснить многие необычные явления на рассматриваемом рубеже.

МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА В АЗИИ

В. С. Ерофеевым и Ю. Г. Цеховским [24, 25] при литолого-фациальных и палеогеографических исследованиях позднемеловых — кайнозойских континентальных отложений Северо-Западной Азии выявлена важная роль тектонического режима в возникновении определенных парагенезов осадочных пород, закономерно сменяющих друг друга в вертикальных разрезах и отражающих крупные этапы истории геологического развития данной территории. Для одного из них — маастрихт-среднеэоценового — установлено повсеместное затухание тектонических движений, что отразилось в появлении определенных геоморфологических индикаторов.

Анализируя палеогеографическую обстановку, авторы отмечают, что в то время произошло выравнивание рельефа суши и возник денудационный пенеплен с мощным, практически сплошным чехлом кор выветривания. Образование данной поверхности выравнивания зафиксировано в различных тектонических структурах суши [24] — в пределах Казахского щита, орогенных зон Алтая и Саур-Манрак-Тарбагатая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, в прибрежных частях Западно-Сибирской и Туранской плит. В условиях равнинного слабохолмистого денудационного рельефа с неглубокой эрозионной сетью, обычно не прорезавшей плащ коры выветривания, в пути миграции повсеместно поступал преимущественно тонкий и зрелый по составу материал из верхних зон элювия. Поэтому во впадинах древней суши в то время накапливались исключительно зрелые по составу парагенезы пород — пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация, включающая толщи



Фиг. 1. Схема распространения маастрихт-среднеэоценовых парагенезов пород в разрезах Азии. Главные парагенезы: 1 — известково-мергелистый (с прослоями и линзами алевритов, глауконито-кварцевых песков), морской; 2 — кремнисто-глинистый (опоквидные глины, опоки, трепела с прослоями и линзами алевритов, глауконитово-кварцевых песков), морской; 3 — глинистый и мергелисто-глинистый (с линзами и прослоями глауконитово-кварцевых песков), морской; 4 — каолинит-бокситовый, континентальный; 5 — кремнисто-каолиновый (глины каолиновые окремненные и ожелезненные с линзами и прослойками алевритов, кварцевых песков), континентальный; 6 — глинистый смектитовый (с линзами и прослоями алевритов, кварцевых песков), континентальный; 7 — терригенный (а — континентальные пески, алевриты, глины, гравийники, галечники или их сцементированные разности, преимущественно незрелые по составу, с линзами углистых алевритов и глин, иногда бурых углей; б — континентальные или морские песчаники, алевриты, гравелиты, конгломераты, незрелые по составу); 8 — преимущественно вулканогенный с чередованием лав, туфов, туффитов с толщами или пачками осадочных конгломератов, песчаников, гравелитов, алевролитов, граувакковых по составу; 9 — вулканогенно-осадочный (переслаивание морских осадочных и вулканогенных граувакковых песчаников, конгломератов, алевролитов, местами аргиллитов, а также лав, туфов, туффитов). Положение в разрезах возрастных границ: 10 — между маастрихт-данием и палеоэоцем; 11 — между палеоэоцем и эоцем; 12 — перерыв в осадконакоплении. Области развития парагенезов пород, различающихся составом: А — зрелых (кварцево-каолиновых, каолинит-бокситовых, кварцево-смектитовых); Б — чередование зрелых и незрелых; В — незрелых (существенно граувакковых). Регионы: I — Западная Сибирь [12, 20, 53]; II — Тургай [19]; III — Центральный Казахстан [10, 24]; IV — Северное Призайсанье [24, 25]; V — Южное Призайсанье [25]; VI — Енисейский кряж [5, 35]; VII — Западное Прибайкалье [41]; VIII — Западное Приамурье, Зейско-Буреинская впадина [6, 8, 11, 15]; IX — Центральное Приамурье, Среднеамурская впадина и ее обрамление [8, 11, 15, 20]; X — Восточное Приамурье, Приморье [8, 11, 17]; XI — Сахалин [18, 26, 42]

кремнисто-каолиновых и каолинит-бокситовых пород и тяготеющая к районам с жарким гумидным палеоклиматом на севере Казахстана (фиг. 1, III, IV), а также существенно глинистая пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная ассоциация — на юге Казахстана в районах с аридным климатом (см. фиг. 1, V). Мощность отложений не превышает 100–200 м.

В пользу пассивного тектонического режима во время формирования данных парагенезов свидетельствуют: преимущественно тонкий и исключительно зрелый состав слагающих их пород, повсеместное накопление комплекса фаций — индикаторов равнинных ландшафтов и отсутствие фаций сильно расчлененного и горного рельефа, низкие скорости осадконакопления (~7,2 м/млн. лет). Синхронно в прилегающих Туранском, Западно-Сибирском морях формировались (см. фиг. 1, I, II) журавлевская, ганьковская, а также нижняя и средняя части тасаранской и люлинворской свит [12, 19, 20, 53]. Это преимущественно биогенно-хемогенные или тонкообломочные, зрелые по составу отложения, мергели, мергелистые глины, глины, опоки (с линзами кварцево-глауконитовых песков, алевритов) небольшой (до 400 м) мощности. Они также возник-

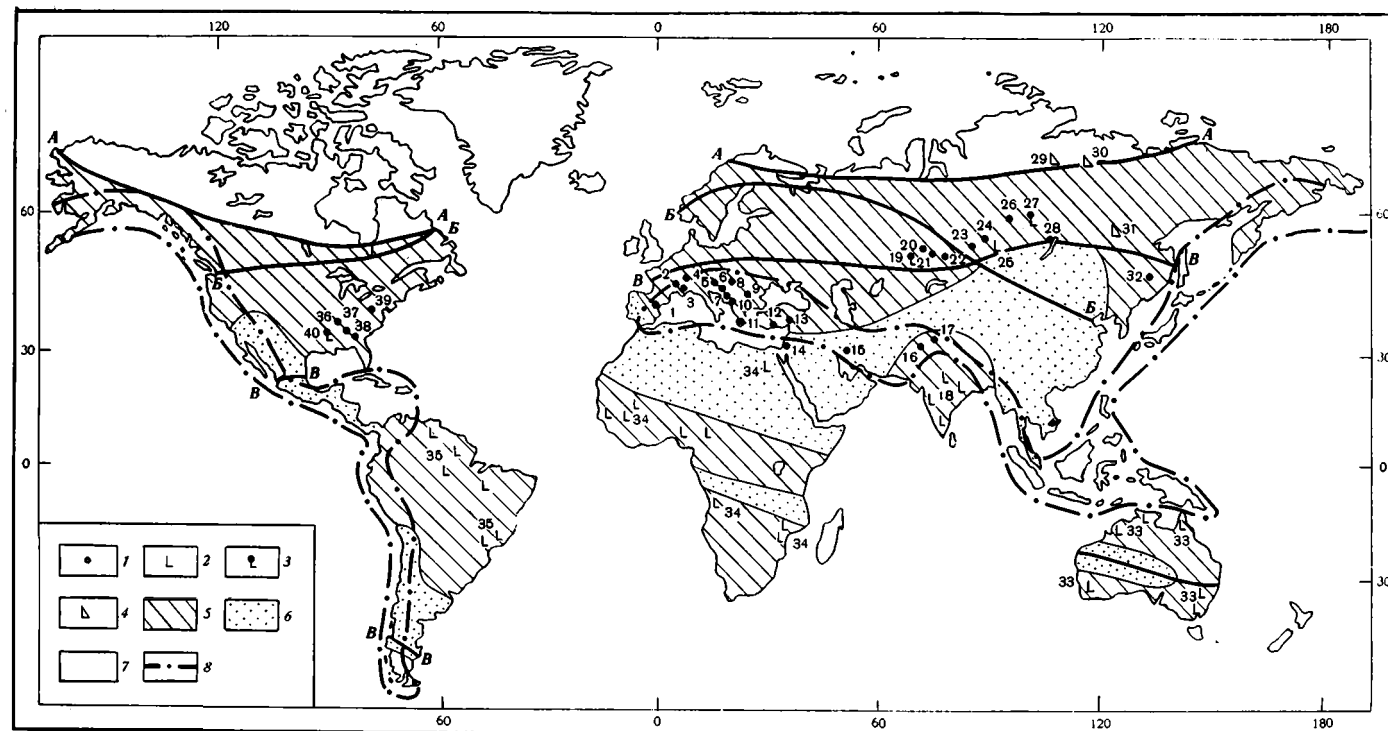
ли в результате поступления материала с выровненной слабо расчлененной эрозией древней суши с мощными корами выветривания.

Маастрихт-среднеэоценовый этап пассивного тектонического режима продолжал сказываться в Северо-Западной Азии и в последующие эпохи, когда перемывались унаследованные древние коры выветривания или зрелые по составу отложения маастрихта — эоцена [24]. Обогащение парагенезов грубообломочным, зрелым по составу материалом сильно проявилось в среднепозднеэоценовый этап активизации тектонических движений, непосредственно сменивший рассматриваемый этап пассивного тектонического режима. В это время здесь накапливалась углистая терригенная ассоциация пород — турангинская свита и ее аналоги [24]. Одновременно в окружающих морях формировались опоково-алевритово-глинистые отложения саксаульской, верхов тасаранской, люлинворской свит, местами с линзами кварцево-глауконитовых песков.

Данные многих исследователей позволяют считать, что на рубеже мела и палеогена ослабление тектонической деятельности, выравнивание рельефа и формирование денудационного пенеплена с мощным чехлом коры выветривания, а также коррелятных зрелых по составу продуктов ее перемыва проявились помимо Северо-Западной Азии и во многих других районах материка. При анализе фактических данных заострим внимание на тех же, что и ранее, геоморфологических и литологических индикаторах пассивного тектонического режима. Эта задача значительно облегчалась тем, что большим коллективом геологов и геоморфологов была составлена карта [31] и пояснение к ней [44], где отмечалось существование на больших пространствах территории СССР остатков древних поверхностей выравнивания и кор выветривания. Вместе с тем для ряда слабо изученных регионов возникли неясности или разногласия авторов относительно возраста этих поверхностей и кор выветривания, их числа и др. Поэтому при дальнейшем прослеживании интересующей нас поверхности выравнивания будем дополнять ее характеристику данными по коррелятным отложениям с целью контроля выводов авторов по тем регионам, где подобный анализ отсутствовал или проводился не в должной мере. К сожалению, слабая изученность отложений во многих районах не всегда позволяет распознавать многие парагенезы: исключение составляют бокситы (как осадочные, так и латеритные), места локализации которых обычно известны из-за их высокой практической ценности. Это использовано для составления схемы местонахождений маастрихт-эоценовых бокситов на различных континентах Земли (рис. 2).

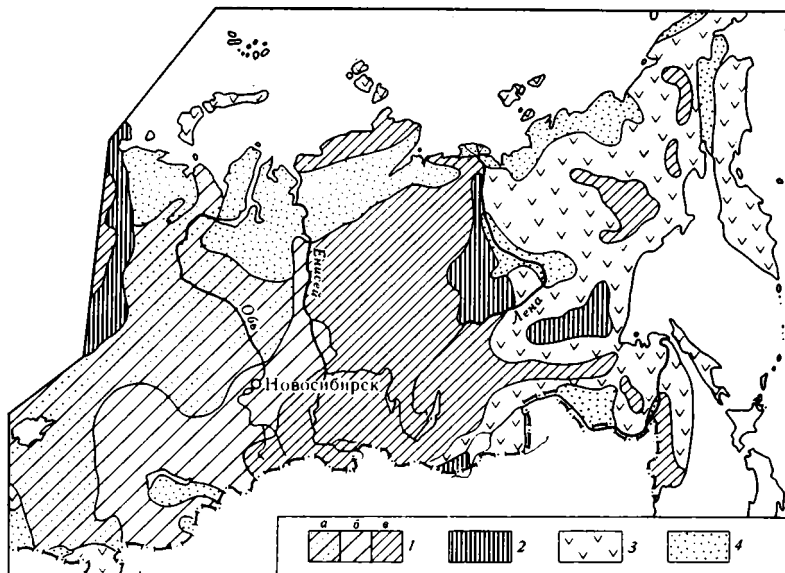
Проследим выявленный этап затухания тектонических движений на рубеже мела и палеогена в разнородных по тектоническому строению районах Азии: западной ее части — на платформе с палеозойским и более древним складчатым основанием и восточной части — в областях мезозойской и кайнозойской складчатостей.

На схеме (фиг. 3) показано современное распространение остатков позднемеловой — эоценовой поверхности выравнивания в пределах азиатской суши СССР. Возраст интересующей нас поверхности выравнивания, первоначально датируемой авторами карты [31] мелом — палеогеном, в публикации [44] дается в более узком диапазоне (поздний мел — эоцен), что и принято на схеме. Кроме того, с учетом данных исследований в Казахстане и окружающих районах [24, 25] она разделена на существенно денудационную (с рядом сравнительно небольших впадин, выполненных маастрихт-среднеэоценовыми континентальными отложениями, которые из-за мелкого масштаба на ней не показаны) и существенно аккумулятивной — с преобладанием нижнекайнозойских морских отложений, накопившихся в древних Туранском и Западно-Сибирском морях. Уточнен также возраст основной, наиболее широко развитой денудационной поверхности выравнивания Казахстана и Алтая. По мнению В. Ю. Малиновского и С. К. Горелова [44], она имеет здесь триас-раннеюрский возраст, а более молодые (позднемеловые — эоценовые) реликты занимают сравнительно небольшие площади. Результа-



Фиг. 2. Схематическая карта местонахождений маастрихт-эоценовых бокситов (места локализации отдельных месторождений или групп месторождений бокситов приведены по данным [1, 3, 9, 30, 34, 41, 43, 45, 50])

1 — осадочные; 2 — латеритные; 3 — латеритно-осадочные; 4 — проявления латеритных бокситов (в Северной Сибири). Климатические палеозоны в эоцене (по [48]); 5 — жаркая гумидная (экваториальная и тропическо-субтропическая); 6 — жаркая аридная; 7 — умеренная гумидная. Положение границы между гумидной жаркой и умеренной палеозонами: А — А — в эоцене, Б — Б — в палеоцене, В — В — в маастрихте; 8 — области преимущественно кайнозойской складчатости с выступами платформ. Цифры на карте — номера месторождений, проявлений бокситов или их групп: 1—11 — Европы, 12—32 — Азии, 33 — Австралии, 34 — Африки, 35 — Южной Америки, 36—40 — Северной Америки



Фиг. 3. Схема проявления позднемелового — эоценового этапа выравнивания рельефа и формирования коры выветривания в азиатской части СССР (составлена по [31, 44], с изменениями и уточнениями). Площади предполагаемого развития поверхностей выравнивания и корообразования: 1 — позднемелового — эоценового возраста в Северо-Западной Азии [24, 25] (а — аккумулятивных с преобладанием морских отложений, б — преимущественно денудационных с участками континентального осадконакопления); 2 — юрско-мелового и более древнего возраста; 3 — неогенового возраста (поверхности неполного выравнивания); 4 — площади активного формирования плейстоценовых аккумулятивных равнин

ты наших исследований позволяют утверждать обратное: основную часть современного денудационного рельефа характеризуемой территории составляют останцы молодой, маастрихт-среднеэоценовой поверхности выравнивания, а триас-раннеюрская сохранилась локально.

С. К. Горелов и В. Ю. Малиновский для подтверждения своих датировок приводят факт перекрытия поверхностей выравнивания и фиксирующих их кор выветривания Центрального Казахстана отложениями эоцена, позднего мела и ранней юры. И так как самыми древними перекрывающими отложениями оказались раннеюрские, возраст кор выветривания и соответственно поверхностей выравнивания определен как триас-раннеюрский. Но эти же факты также могут свидетельствовать и о существовании в районе разновозрастных поверхностей выравнивания: 1) доэоценовой или раннекайнозойской, 2) тяготеющей к основанию позднего мела, 3) триас-раннеюрской. О существовании здесь помимо раннемезозойского более молодых этапов выравнивания рельефа и корообразования свидетельствует широкое развитие в позднемеловых и раннекайнозойских отложениях продуктов перемыва древних кор выветривания — кварц-каолиновых либо каолинит-бокситовых пород [9, 29].

К. В. Никифорова [40], рассматривая вопрос о возрасте каолиновой коры выветривания, венчающей поверхность выравнивания Центрального Казахстана, справедливо отмечает, что основная ее часть образовалась здесь в начале третичного времени. Возможно, что кое-где сохранилась и более древняя, но уже сильно измененная наложенными процессами последующего третичного выветривания. В основном же, принимая во внимание неоднократные поднятия указанных территорий, в послеюрское время древняя мезозойская кора выветривания, видимо, была уничтожена размывом [40].

Анализ многочисленных геологических данных подтверждает вывод К. В. Никифоровой и позволяет распространить его на другие районы Казахстана и прилегающие площади Средней Азии и Южной Сибири.

Остатки раннемезозойского пенеплена и кор выветривания могли сохраниться лишь там, где они были перекрыты юрскими отложениями, защитившими их от размыва. Но большая часть наследуемых областей денудации (Алтай, Казахский щит, Северный Тянь-Шань) не была покрыта чехлом юрских отложений, что не позволяет выделять здесь большие площади развития реликтового раннемезозойского рельефа. Так как последний крупный межрегиональный этап крайнего затухания тектонических движений и выравнивания рельефа датируется на территории Северо-Западной Азии маастрихтом — средним эоценом [24, 25], тот же возраст имеет и основная денудационная поверхность выравнивания этого района. Вслед за другими геологами авторы считают, что при проявлении в регионе разновозрастных этапов полного выравнивания рельефа и корообразования в областях унаследованной денудации может сохраниться лишь самая молодая поверхность выравнивания (в нашем случае маастрихт-среднеэоценовая). Реликты более древних поверхностей (если они местами и остались) сливаются в этом случае с более молодыми, преобразуясь гипергенными процессами в единую новообразованную поверхность. Точка зрения о поздне меловом — раннекайнозойском возрасте поверхности выравнивания на западе Азиатского материка поддерживается многими геологами. На крайнем западе (в районах Орского Урала и Зауралья) данная поверхность выравнивания (вместе с каолиновыми корами выветривания) охарактеризована В. В. Гудошниковым и др. (1975 г.). Здесь же широко развиты и продукты ее размыва — нижне- и среднепалеогеновые отложения, имеющие исключительно зрелый состав.

В. И. Бгатов, В. П. Казаринов и др. [4] остатки поздне меловой эоценовой поверхности выравнивания прослеживают как четко выраженный уровень в горах Урала, Восточного Казахстана, Алтая, Саян. Для позднего мела — раннего кайнозоя Западной Сибири и ее обрамлений наиболее интенсивными эпохами выветривания являлись сантон-кампанская и эоценовая или палеоцен-эоценовая [28, 29, 53]. Некоторое уменьшение степени зрелости осадков в маастрихте — дании указывает на усиление тектонической активности в это время. Вместе с тем В. П. Казаринов отмечает, что в течение всего отрезка времени (с конца мела по эоцен) процессы выветривания протекали с высокой интенсивностью, что способствовало накоплению весьма сходных по составу и достаточно зрелых осадков.

В Восточной Сибири остатки поздне меловой — палеоценовой поверхности выравнивания занимают огромные пространства (см. фиг. 3); часто они венчаются остатками чехла каолиновой, местами латеритной коры выветривания. В эрозионно-тектонических впадинах, карстовых депрессиях фиксируются продукты перемыва этих кор.

На юге Восточной Сибири поздне меловые — раннекайнозойские или раннекайнозойские коры выветривания слагают синхронную по возрасту поверхность выравнивания на Алтае, в Предалтайских равнинах, Алтае-Саянской области [25, 29, 31, 33, 44 и др.]. В Предалтайских равнинах, по данным О. М. Адаменко и И. Г. Зальцмана, с их перемывом в маастрихте — эоцене связано образование зрелых по составу пород ганькинской, сымской, талицкой, люлинворской морских свит общей мощностью 150—200 м.

В Горном Алтае им соответствуют зрелые континентальные маастрихт-эоценовые отложения карачумской и талдыдюргунской свит мощностью до 100 м [24]. Находящиеся восточнее поздне меловые раннекайнозойские коры выветривания описаны В. Н. Мазиловым и др., а отложения Саяно-Байкальского нагорья и юго-западной части Байкальской рифтовой зоны — Н. А. Логачевым и др. С их перемывом связано обогащение кварц-каолиновыми минералами эоцен-раннеплиоценовой танхойской свиты.

К северу от Алтае-Саянской горной области остатки поздне меловых — раннекайнозойских каолиновых или латеритных кор выветривания широко развиты во многих районах Сибирской платформы [5, 31,

34, 41, 44, 50], нередко здесь установлены и зрелые по составу продукты перемыва этих кор.

В пределах Енисейского края и прилегающих районах Западно-Сибирской плиты отложения маастрихта — эоцена представлены [5, 35 и др.] кварцево-каолиновыми либо каолинит-бокситовыми толщами (см. фиг. 1, VI), выделяемыми в составе континентальных антибесской и сымской свит дания, дат-палеоценовой мурожининской и верхней части большескетской (сенонской) свит общей мощностью до 300 м. В южной части Сибирской платформы мел-палеогеновые осадочные бокситоносные толщи мощностью до 100—200 м известны в бассейнах рек Ангара и Подкаменной Тунгуски [50].

Во впадинах Западного Прибайкалья (см. фиг. 1, VII) характеризующиеся отложения общей мощностью 200—410 м [6, 11, 41] выделяются в составе песчано-глинистой толщи маастрихта, датско-нижнеэоценовой колсахайской свиты и нижней подсвиты среднеэоценовой каменной свиты. В двух последних наряду с широким развитием кварц-каолинового материала присутствуют бокситы. Большинство месторождений бокситов (см. фиг. 2), связанных с размывом кор выветривания, формировалось здесь вплоть до среднего эоцена, хотя в редуцированном виде их образование могло продолжаться и дольше.

На западе Сибирской платформы, в бассейнах рек Ангара, Подкаменной и Нижней Тунгуски и др. в современных отложениях присутствует [50 и др.] множество латеритных обломков мел-палеогеновых кор выветривания, ранее здесь широко развитых, но впоследствии уничтоженных эрозией.

На севере Сибирской платформы реликты позднемиоценовых-эоценовых поверхностей выравнивания и кор выветривания прослеживаются (см. фиг. 3) вплоть до побережья Северного Ледовитого океана (п-ов Таймыр, устье р. Хатанги). На северо-востоке Сибирской платформы площади распространения остатков позднемиоценовой-эоценовой поверхности выравнивания резко сокращаются (см. фиг. 3), но ее следы фиксируются здесь в Прианабарье, восточной части Тунгусской синеклизы, Витимско-Патомском нагорье [34 и др.] (публикации Н. К. Кужельной, Э. А. Шамшиной, Р. С. Родина, Г. Н. Черкасовой и др.). Это находки каолиновых либо латеритных (см. фиг. 2) кор выветривания, датированных дат-палеогеном или мел-палеогеном, обнаружены в верховьях р. Марха, в приустьевой части р. Линде, в нижнем течении р. Вилюй, в бассейнах рек Котуй, Маймечи, Анабар и др. Палеогеновые отложения — продукты размыва данных кор выветривания имеют зрелый кварц-каолиновый состав и установлены по данным Э. А. Шамшиной и др. в районе междуречья Мархи — Тюнга, на водоразделе Большой Куонамки и Малой Куонамки, в бассейне среднего течения р. Оленек и др. Поэтому можно предположить, что этап затухания тектонической активности на рубеже мела и палеогена проявился и на северо-востоке Сибирской платформы, но его следы в большинстве случаев были уничтожены при последующей активизации тектонических движений.

Таким образом, на западе азиатской части СССР, в пределах внутриконтинентальной стабильной области (платформы с домезозойской складчатостью) этап ослабления тектонической деятельности на рубеже мела и палеогена зафиксирован в разных тектонических структурах: плитах, щитах и их активизированных участках (эпи-платформенных орогенах). Он отразился в развитии в пределах денудационного рельефа поверхности выравнивания с чехлом коры выветривания, а в областях аккумуляции — в накоплении продуктов ее перемыва (маломощных, преимущественно тонкообломочных терригенных или биогенно-хемогенных отложений, зрелых по составу).

Рассмотрим далее данные по восточным районам Азии — тихоокеанской активной окраины континента (области мезозойской и кайнозойской складчатостей с блоками более древних платформ). На юге восточно-азиатских районов СССР маастрихт-эоценовая история развития фиксируется по коррелятным осадкам ряда впадин. На западе этой

территории, в Верхнезейской и Зейско-Буреинской впадинах интересующая нас часть разреза представлена (см. фиг. 1; VIII) цагайской (маастрихт-датской), кивдинской (дат-палеоценовой) и райчихинской (палеоцен-эоценовой) свитами [6, 8, 11, 15], имеющими соответственно мощности 550, 75 и 40 м. Это сероцветные толщи песков, алевроитов, глин с прослоями галечников, местами углей. В низах кивдинской свиты нередко развиты полужрелые, местами зрелые по составу породы (линзы кварцевых песков и каолиновых глин).

Восточнее, во впадинах Центрального Приамурья и Приморья, строение верхнемеловых-нижнекайнозойских отложений меняется. По мере приближения к области мезо-кайнозойской складчатости на рубеже мела и палеогена здесь усиливались тектонические движения и вулканическая деятельность, формировались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород (см. фиг. 1, IX). Например, во впадинах Приамурья [15] отложения маастрихта — дания (верхи больбинской, татаркинской, маломихайловской, тахобинской и других свит мощностью до 1000—1500 м) представлены преимущественно лавами, туфами, туфобрекчиями и др. В верхней, палеоцен-эоценовой части разреза Среднеамурской впадины [8, 11, 15] наблюдаются два основных типа разрезов. Первый сложен преимущественно вулканогенными породами мощностью свыше 2000 м (самаргинская, кузнецовская и другие свиты). В составе вторых доминируют осадочные толщи (нижняя безугольная подсвита черноречинской свиты: терригенные, терригенно-углистые, нередко грубообломочные, мощностью 640 м). Это преимущественно незрелые по составу осадки с включением отдельных горизонтов зрелых, обогащенных кварцем и каолинитом пород (в средней и верхней частях безугольной под-свиты черноречинской свиты).

Еще восточнее, в Приамурье и Приморье [15, 17], состав маастрихт-датских отложений преимущественно вулканогенный, реже вулканогенно-осадочный (верхние части приморской, дорофеевской, монастырской свит, сияновской толщи и др.). Их мощность достигает 2000 м. В палеоцене и эоцене здесь продолжалась активная вулканическая деятельность [8, 11, 15, 17 и др.] и накапливались (см. фиг. 1, X) в основном толщи эффузивов (самаргинская, кузнецовская, новопосетская, богопольская и другие свиты) мощностью до 1000—2000 м. В то же время объем углито-терригенных осадочных толщ нижнего кайнозоя по сравнению с более западными районами сокращается. Они образуют отдельные пачки в вулканогенных породах (например, в тадушинской свите палеоцена) или самостоятельные толщи (например, майтунская свита нижнего—среднего эоцена мощностью до 420 м в Южном Приморье). Зрелый обломочный материал в данных отложениях, как правило, уже не обнаруживается.

Таким образом, на востоке Азиатского материка на рубеже мела и палеогена усиливается тектоническая активность (особенно в Восточном Приамурье и Приморье). В центральных же и западных районах этой территории (Амурско-Зейской и Среднеамурской впадинах) все еще отчетливо фиксируются [8, 11] зрелые осадки — индикаторы этапа затухания тектонических движений и остатки поверхности выравнивания (см. фиг. 3) с корой выветривания (хребты Становой, Бурейский, Сихотэ-Алинь и др.). В раннем кайнозое в Приморье местами формировались и латеритные коры выветривания с осадочными бокситами (южные отроги хр. Сихотэ-Алинь), датируемые мел-палеогеном [30]. Так как в рассматриваемом районе зрелые осадки этапа затухания тектонических движений фиксируются лишь в палеогеновой части разреза и отсутствуют в позднемеловых отложениях, возраст его определяется не древнее палеоцена (или дат — палеоцена). В Восточном Приморье и Нижнем Приамурье в маастрихте — эоцене индикаторы этапа затухания тектонических движений не встречаются, а характер осадконакопления свидетельствует в пользу активного тектонического режима: здесь в это время накапливаются преимущественно вулканогенные и вулканоген-

но-осадочные толщи, незрелые по составу, большой (до 4500 м) мощности.

Активный тектонический режим господствовал и на самой восточной окраине Азии, в зоне кайнозойской складчатости (о-в Сахалин, п-ов Камчатка и др.), где в это время формировались [16, 18, 26, 35, 42, 52] мощные континентальные или морские толщи осадочных или вулканогенно-осадочных пород, незрелых по составу (часто граувакковых), нередко грубообломочных (см. фиг. 1, XI). В их составе чередуются песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, местами угли, прослой туфов, туффитов. На Сахалине это верхняя часть красноярковской и березовской, а также каменская и нижнедуйская свиты общей мощностью до 2000 м, сложенные терригенными и вулканогенными породами в нижней меловой части разреза и преимущественно терригенными, терригенно-угленосными — в палеоцене и эоцене. На Камчатке они выделяются в составе верхней подсвиты веселовской и пиллалваямской свит маастрихта и хулгунской, напанской и нижней части снатольской свит дания, палеоцена — эоцена общей мощностью около 3—4 тыс. м. В позднемеловых осадочных толщах этих районов часто встречаются прослой туфов, туффитов; в разрезах нижнесреднепалеогеновых отложений доминируют осадочные (терригенные, угленосные) парагенезы пород.

На севере Восточной Азии картина проявления этапа тектонической стабилизации принципиально не отличается от рассмотренных южных районов. На западе территории, в области мезозойской складчатости он хорошо выражен, у восточных же побережий, при приближении к областям кайнозойской складчатости — исчезает. Реликты позднемеловой — раннекайнозойской поверхности выравнивания с остатками кор выветривания мощностью до 50 м развиты (см. фиг. 3) в ряде участков Верхоянско-Чукотской горной области [44]. Здесь же в основании кайнозоя [2] описаны зрелые по составу продукты их перемыва (например, в линденской свите). Причем авторы отмечают, что, начиная еще с датского века, Верхоянско-Чукотская горная страна подвергалась денудационному выравниванию (в условиях снижения тектонической активности), что сопровождалось интенсивным химическим каолиновым выветриванием. В Охотско-Чукотском горном поясе (на границе с областью кайнозойской складчатости) выравнивание рельефа и корообразование происходили лишь на отдельных участках и прерывались слабыми излияниями базальтов.

Таким образом, в раннем кайнозое стабилизация тектонических движений и выравнивания рельефа охватила большие пространства Северо-Востока СССР. Но одновременно здесь имелись и тектонически активные участки с расчлененным или низкогорным рельефом [2], число которых увеличивалось в восточном направлении.

Индикаторы ослабления тектонической деятельности на рубеже мела и палеогена ярко представлены и в зарубежных районах Азии. Поверхности выравнивания раннекайнозойского возраста широко развиты в Монголии [32], где выделяются под наименованием Монгольского или Хангайского пенеплена. В. Ф. Шуваловым и Е. В. Девяткиным [22] установлено, что на территории Монголии в позднем мелу и палеогене тектонические движения, близкие к платформенным, привели к образованию поверхности денудационного выравнивания. В условиях аридного или семиаридного климата от сеномана до эоцена здесь накапливались преимущественно тонкообломочные осадки небольшой (первые сотни метров) мощности, красноцветные или пестроцветные. Временами отмечались проявления вулканизма. В раннем олигоцене здесь уже активизируется тектоническая деятельность.

По данным Л. Кинга [32], этап раннекайнозойского выравнивания рельефа проявился также на юге и юго-востоке Азии. Например, в Китае в это время формируется пенеплен Бей-Тай, в Индии пенеплены с латеритным покровом, слагающие большую часть основных поверхностей Сингалезского и Деканского плато. Возраст большинства лате-

рит-бокситов Индии нередко датируется палеоценом — эоценом [1, 3 и др.]; с их перемывом связано образование палеоцен-нижнеэоценовых осадочных бокситов Кашмир и Джамму (см. фиг. 2). Вместе с тем (как отмечает А. Д. Слукин, 1983 г.) существует мнение о продолжении образования латеритных бокситов Индии в более поздние эпохи, вплоть до современной.

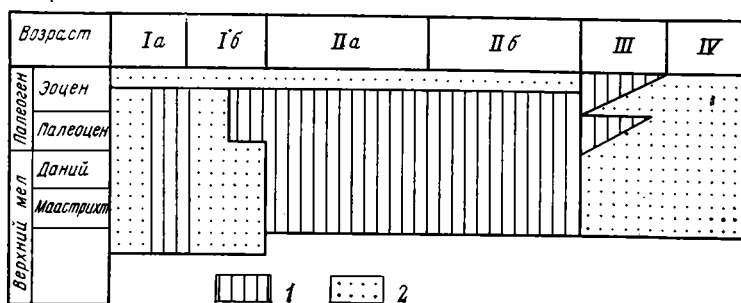
На юге и юго-западе Азии (см. фиг. 2) с характеризуемой эпохой связано [3] формирование осадочных бокситов Пакистана (в палеоцене), Турции (в раннем эоцене) и, возможно, Ирана и Израиля (в позднем мелу).

Таким образом, в конце позднего мела — раннем кайнозое затухание тектонических движений фиксируется на огромных пространствах Азиатского материка. На западе территории, во внутриконтинентальной стабильной области с домезозойской складчатостью (в зонах денудации), в это время формируются поверхности с мощными покровами кор выветривания. В областях аккумуляции синхронно накапливаются маломощные (до 200—300 м), преимущественно тонкие, зрелые по составу осадки (см. фиг. 1, I—VIII): красноцветные парагенезы пород на суше и обогащенные органогенно-хемогенными илами — в морях.

В Восточной Азии, в пределах тихоокеанской активной окраины континента (области мезо-кайнозойской складчатости с выступами древних платформ), палеогеографическая обстановка меняется, что отразилось и на характере осадконакопления (см. фиг. 1, IX—X): здесь формируются мощные (до 3000—5000 м) толщи сероцветных, терригенных, обогащенных грубообломочным материалом, обычно незрелых по составу осадочных (угленосно-терригенных) или вулканогенно-осадочных пород. В большинстве случаев они накапливались при наличии расчлененных ландшафтов (вплоть до горных). В то же время на западе территории отмечены и кратковременные этапы выравнивания рельефа, охватывавшие значительные площади суши и отразившиеся появлением в ряде разрезов палеоцена и эоцена толщ зрелых по составу осадков, наличием древних поверхностей выравнивания и кор выветривания. Однако участки с ослабленным тектоническим режимом и выровненным денудационным рельефом нередко сменялись расчлененными и горными ландшафтами, где проявлялись активные тектонические движения. Следует подчеркнуть, что продолжительность этапа ослабления тектонической активности в восточной части Азиатского материка по сравнению с его западными районами уменьшалась. Индикаторы этапа фиксируются здесь зрелым составом осадков лишь в отдельных частях палеоцен-эоценовых разрезов и совсем не устанавливаются в позднем мелу. Но и в Восточной Азии в небольшие отрезки времени раннего кайнозоя поверхности выравнивания и коры выветривания занимали очень большие площади суши и в виде изолированных участков прослеживались от южных обрамлений материка до северной его окраины, а в восточном направлении иногда достигали Тихоокеанского побережья.

Лишь на самом крайнем востоке Азии в областях кайнозойской складчатости следы этапа затухания тектонических движений на рубеже мела и палеогена полностью отсутствуют. И напротив, в это время здесь активно проявилась ларамийская фаза тектогенеза, сопровождавшаяся формированием расчлененного (местами горного) рельефа и накоплением во впадинах континента и прилегающих морях мощных толщ вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных горных пород с частым включением грубообломочных отложений, граувакковых по составу (см. фиг. 1, XI). Эти активные тектонические движения фиксируются вдоль всей восточной и юго-восточной окраины Азии [39, 51]; они сопровождались здесь крупными горизонтальными перемещениями пластин континентальной и океанической кор, надвигами, проявлениями вулканизма и др.

Таким образом, этап затухания тектонических движений и выравнивания рельефа на рубеже мела и палеогена, проявившийся на огромных площадях внутриконтинентальной стабильной области Азиатского ма-



Фиг. 4. Схема пространственного и временного размещения этапа затухания тектонических движений на границе мела и палеогена в Евразии

1, 2 — тектоническая активность (1 — затухание тектонических движений, 2 — активизация). Области: I — Альпийско-Гималайского складчатого пояса, его западной (Ia) и восточной (Ib) частей [21, 27, 38, 46]; II — домезозойской с участками палеозойской складчатости Азии (IIa — Северо-Западная Азия [24, 25], IIb — нижняя часть Сибирской платформы [5, 41, 44]); III — мезозойской складчатости Приамурья, Приморья [8, 11, 15, 17, 39, 44, 51]; IV — кайнозойской складчатости Сахалина и Камчатки [16, 18, 39, 44, 51]

терика, повсеместно ослабевает в пределах тихоокеанской активной окраины вплоть до полного исчезновения в областях кайнозойской складчатости. В этом же направлении фиксируется также сужение диапазона времени его проявления (фиг. 4) от маастрихта — среднего эоцена (на западе) до отдельных узких отрезков времени в палеоцене или эоцене (на востоке).

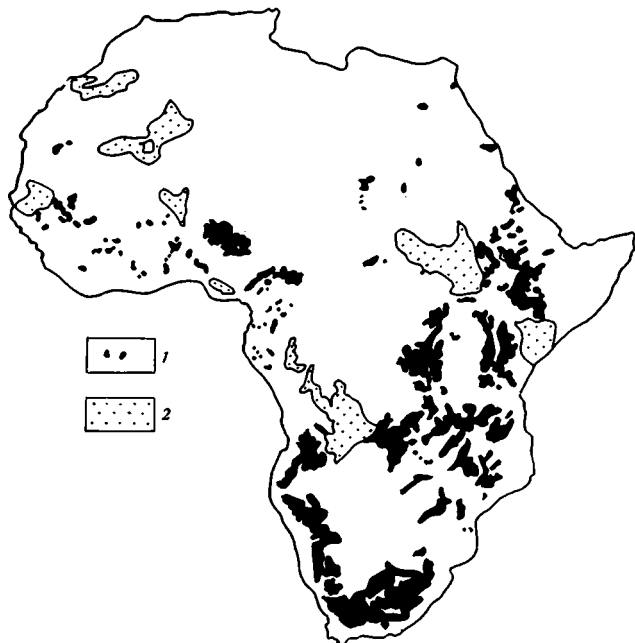
СТАБИЛИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ДРУГИХ КОНТИНЕНТАХ

Охарактеризованный в Азии на рубеже мела и палеогена этап ослабления тектонической деятельности фиксируется геологами на всех континентах Земли (исключая Антарктиду из-за ее плохой изученности).

В последующем кратком обзоре данных по различным континентам остановимся лишь на доказательствах выявления самого факта наличия здесь описываемого события и оценки общей его масштаботности (не затрагивая особенностей и деталей его проявления).

На Африканском континенте останцы раннекайнозойской (африканской) поверхности выравнивания, по данным Л. Кинга [32], занимают значительные площади современного рельефа (фиг. 5). Лучшее всего она сохранилась в южных и западных частях континента, обычно покрыта образованиями каолиновой коры выветривания и нередко бронируется латеритным элювием, содержащим бокситы (см. фиг. 2). С. Т. Акаемов и др. [1] подчеркивают приуроченность многих латеритных бокситов Африки к характеризуемой поверхности выравнивания и приводят доказательства широкого проявления процессов латеритизации в позднем мелу — эоцене (с максимумом в эоцене). Они отмечают, что начиная с датского века наступил тектонический покой, уменьшилась роль механической денудации. Минеральный состав верхнемеловых пород свидетельствует о начавшихся с этого времени процессах химического выветривания в областях денудации. Тонкие зрелые или полузрелые по составу континентальные осадки, обогащенные кварцем, каолинитом, нередко с обломками латеритного состава, местами окремненные, формировались в это время во многих впадинах африканской суши. Одновременно сокращалось поступление терригенного вещества в прилегающие моря, где накапливались преимущественно хемогенно-биогенные осадки (известковые, местами кремнистые, фосфатные). В составе терригенных разностей доминирует кварц, иногда встречаются обломки латеритов.

Палеогеографическая карта эоценовой эпохи из работы С. Т. Акамова и др. [1] служит прекрасной иллюстрацией сказанному. Следует отметить, что в палеогеографической обстановке и характере осадконакопления на рубеже мела и палеогена Африки и Северо-Западной Азии



Фиг. 5. Схема площадного распространения африканской (раннекайнозойской) поверхности выравнивания на территории Африки (по Л. Кингу [32])
1, 2 — поверхности выравнивания (1 — денудационная, 2 — аккумулятивная)

[32] можно обнаружить много сходных черт: 1) пассивный тектонический режим, способствующий выравниванию денудационных пространств и формированию покровов латеритно-каолиновых кор выветривания; 2) накопление в областях континентальной аккумуляции тонких, преимущественно зрелых по составу осадков — кварцево-каолиновых (местами окремненных) или каолинит-бокситовых; 3) резкое сокращение объема терригенного вещества во внутриконтинентальных морях. Преобладание хемогенно-биогенных (известковистых, кремнистых) или тонких, зрелых по составу терригенных (преимущественно глинистых) осадков; 4) близость возрастных датировок этапа затухания тектонического режима в платформенных частях, который начинался в самом конце позднего мела (маастрихте или дании) и завершился во второй половине эоцена (в среднем или позднем эоцене).

Особенности тектонического развития отдельных районов Африки на рубеже мела и палеогена, способствовавшие медленным сводовым поднятиям денудационного рельефа и формированию африканской поверхности выравнивания, рассмотрены рядом авторов (Б. М. Крятовым, С. С. Прокофьевым, Ю. П. Селиверстовым и др.).

Этап пассивного тектонического режима на территории Африки [1] завершился в конце эоцена — начале олигоцена, когда произошло поднятие материка, резкое врезание речной сети, регрессия моря, накопление песчано-глинистых и песчаных осадков, преимущественно полимиктовых по составу.

В Австралии останцы нижнекайнозойской (австралийской) поверхности выравнивания широко развиты во всех штатах [32]. Она хорошо представлена, например, в районах Восточного нагорья, Западного плато и др. [37] и нередко бронируется железистыми, латеритными (см. фиг. 2) или кремнистыми корами. Л. Кинг [32] считает, что в раннем кайнозое австралийская поверхность была распространена практически по всему матерiku. К ней приурочено большинство месторождений латеритных бокситов (см. фиг. 2), возраст которых определяется как мел-па-

леоген-неогеновый [45] или, точнее, позднемеловой — эоценовый [1, 3, 37].

В Южной Америке реликты раннекайнозойской (суламерийской) денудационной поверхности выравнивания, по мнению Л. Кинга [32], встречаются на обширной восточной (платформенной) части континента — от р. Амазонки до Патагонии включительно. На севере материка эта поверхность выражена слабее, но все же фиксируется в Колумбии и Венесуэле. Суламерийская поверхность Южной Америки служила основой для формирования современного рельефа. С венчающей ее корой выветривания связано большинство месторождений элювиальных бокситов (см. фиг. 2) Суринама, Гайаны, Гвианы, датируемых поздним мелом — эоценом [1, 3], что использовано для составления схемы. Однако существует мнение и о преобладающем послеплиоценовом возрасте данных бокситов.

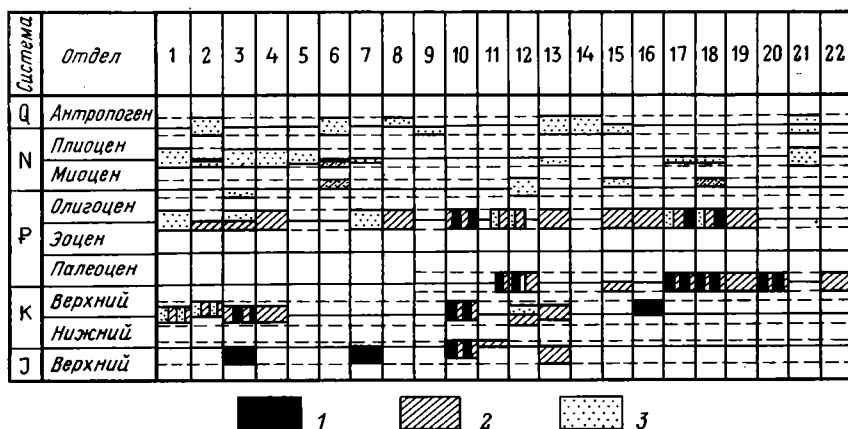
В Северной Америке останцы раннекайнозойской (шулийской) поверхности выравнивания [32] широко развиты на территории Аппалачей, Великих равнин и др. Эта поверхность распространена почти повсеместно в северо-восточной части континента и прилегающей к ней островной суши (вплоть до Южной Гренландии). С переывом покрывающих ее латеритных кор выветривания связаны [3, 47] многочисленные месторождения палеоцен-нижнеэоценовых осадочных бокситов западных районов США (см. фиг. 2).

В Северной и Южной Америке индикаторы этапа ослабления тектонической деятельности фиксируются в стабильных древних платформах центральной и восточной частей континентов. В активных окраинах западной их части (областях мезо-кайнозойской складчатости и прилегающих активизированных участков более древних платформ) данные индикаторы исчезают. Здесь на рубеже мела и палеогена проявилась ларамийская фаза тектогенеза, сопровождающаяся орогенезом, вулканизмом, складчатостью, и накапливались незрелые по составу терригенные или вулканогенные толщи большой мощности (часто до нескольких тысяч метров) с широким развитием грубообломочных пород, что отмечено многими геологами (А. Ирдли, П. Н. Кропоткиным и К. А. Шахварстовой и др.).

На островах Карибского бассейна в маастрихте — эоцене эпоха образования мощной коры выветривания и продуктов ее переыва фиксируется на Кубе [7].

В Европе характеризуемый этап затухания тектонической активности широко фиксируется как в восточных, так и в западных ее районах [31, 32, 44 и др.]. Наибольший интерес представляют материалы по Западной Европе, где он проявился на севере (платформе с палеозойской складчатостью) и юге (в Альпийском складчатом поясе). Останки раннекайнозойской поверхности выравнивания широко развиты на территории Испании, Франции, Британии, Германии, Скандинавии. С переывом латеритных кор выветривания, бронировавших эту поверхность, связано [3] образование многочисленных месторождений осадочных бокситов (см. фиг. 2) Испании (в палеоцене), Франции (в сеноне — дании), Румынии (в сеноне), Венгрии (в сеноне, палеоцене, нижнем и среднем эоцене), Югославии (в сеноне, палеоцене, среднем эоцене), Болгарии (в сеномане, нижнем и среднем эоцене), Албании (в нижнем и среднем эоцене), Греции (в среднем эоцене).

Стабилизация тектонической деятельности в позднем меле — среднем эоцене сказалась на их характере осадконакопления в Средиземноморье [27]. Вдоль северного обрамления Африканской платформы и примыкающей к ней альпийской зоны складчатости в большинстве районов преобладали спокойные морские обстановки осадконакопления и формировались преимущественно хемогенно-биогенные (известковисто-мергельные), местами терригенные (в основном глинистые) осадки мощностью до 600—1000 м. В конце эоцена здесь фиксируется этап активизации тектонических движений, которая отразилась в появлении несогласия между осадочными комплексами, привела к увеличению роли терри-



Фиг. 6. Схема пространственно-временного размещения олистостромов в Альпийской складчатой области по данным М. Г. Леонова [46]

1 — офиолитовые и офиолитово-кластитовые олистостромы; 2 — олистостромы, связанные с флишем; 3 — олистостромы, связанные с молассой. Цифры на схеме — районы: 1 — Пиренеи, 2 — Бетские Кордильеры, 3 — Северные Апеннины, 4 — Южные Апеннины; 5 — Сицилия, 6 — Северная Африка, 7 — Альпы Французские, 8 — Альпы Швейцарские, 9 — Альпы Австрийские, 10 — Динариды, 11 — Карпаты внешние, 12 — Карпаты внутренние, 13 — Балканы, 14 — Крым, 15 — Большой Кавказ, 16 — Малый Кавказ, 17 — Западная Турция, 18 — Восточная Турция, 19 — Иран, 20 — Оман, 21 — Памир, 22 — Гималаи

генных компонентов в составе отложений, регрессии моря и накоплению мощных грубообломочных толщ.

Рассматривая особенности бокситонакопления в Альпийской орогенной области Средиземноморья Д. Бардошши [3] подчеркивает, что их массовое образование происходило в эпохи слабой тектонической активности, тяготело к относительно стабильным участкам и сопровождалось накоплением в морях органогенно-хемогенных известковистых осадков.

Палеотектонические исследования М. Г. Леонова [46] свидетельствуют о затухании тектонических движений на рубеже мела и палеогена в пределах всего Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Из приведенной схемы распространения олистостром (индикаторов активного тектонического режима) видно, что на диапазон времени от конца позднего мела до среднего эоцена приходится их минимальное развитие (фиг. 6). Причем в средне- и верхнепалеоценовых и нижнесреднеоценовых отложениях эти образования не встречаются, а в позднемеловых — нижнепалеоценовых они отсутствуют в западных районах (от Пиренеев до Австралийских Альп) и появляются в центральных и восточных районах (Динариды, Карпаты, Турция, Иран, Оман, Гималаи).

В Альпийско-Гималайском складчатом поясе в рассматриваемую эпоху участки, где фиксировалось затухание тектонической активности (относительно стабильные зоны), сменялись зонами активных прогибаний. Примером последних служат Карпаты, где в маастрихте — среднем эоцене накапливались толщи терригенного флиша мощностью в несколько тысяч метров, которые местами замещались гравелит-конгломератами [21]. Мощные толщи терригенного или карбонатного флиша формировались в это же время в ряде районов Альп, Апеннин, Пиренеев и др. [38].

На территории Европы в отличие от Азии характеризуемый этап ослабления тектонической деятельности на рубеже мела и палеогена отразился не только в стабильных платформенных областях материков, но и на их активной окраине, в пределах многих районов Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Подобно Азиатскому матерiku здесь устанавливается сокращение его продолжительности, которая определяется в западных районах пояса верхами позднего мела — средним эоценом, а на востоке его — средним палеоценом — средним эоценом.

Таким образом, затухание тектонических движений и выравнивание рельефа в позднем мелу — раннем кайнозое проявлялось на огромных

пространствах Земли и носило трансконтинентальный характер. Вопрос о длительности рассматриваемого этапа, точном времени его проявления в различных регионах и континентах Земли решался геологами с применением различных методических приемов, и поэтому их мнения не всегда совпадают. Нередко из-за слабой насыщенности континентальных толщ палеонтологическими остатками эти датировки даются в широком диапазоне (например, мел — палеоген, поздний мел — палеоген, или ранний кайнозой и т. п.). В тех же районах, где стратиграфия континентальных толщ хорошо разработана, разные авторы часто называют весьма близкий возраст. Причем, как отмечалось ранее, положение во времени верхней возрастной границы характеризуемого этапа мало меняется и обычно определяется концом эоцена или средним эоценом (Северо-Западная Азия, Северо-Восточная Азия, Монголия, Африка и др.).

Напротив, датировка нижней границы этапа довольно неопределенна. В Альпийско-Гималайском складчатом поясе ее положение в пределах верхов позднего мела точно не известно, но в большинстве случаев она датируется в Евразии не древнее маастрихта с возможным заходом в верхи кампана (районы Северо-Западной Азии, юга Сибирской платформы). В единичных случаях она опускается (в Монголии) [22] до сеномана. Однако не исключено, что в Монголии маастрихт-эоценовый этап затухания тектонических движений объединен с более древними подобными этапами, которые фиксируются многими авторами в западных районах Азии, где они отделены друг от друга сравнительно кратковременными интервалами некоторого оживления тектонической деятельности. За пределами Евразии точное положение нижней границы описываемого события в пределах позднего мела обычно не фиксируется. Правда, для Африки [1] наступление тектонического покоя отмечается с датского времени. В Австралии этап завершения образования древнего пенеплена ограничивается самым началом кайнозоя (месторождения латерит-бокситов Кимберли, Джоклиник и др. [45]). В Северной Америке эта граница находится в самом конце позднего мела или начала кайнозоя, что подтверждается накоплением осадочных бокситов, начиная с палеоэоцена [3]. На Кубе эпоха мощного химического выветривания датируется маастрихтом и эоценом [7].

В итоговой схеме (см. фиг. 4) показано пространственное и временное положение этапа затухания тектонических движений в различных структурных областях Евразии.

В целом представляется, что для разных континентов наиболее достоверным является маастрихт-среднеэоценовый возраст этапа снижения тектонической активности с возможным заходом в верхи кампана или скольжением нижней границы до второй половины палеоэоцена — начала эоцена и соответственно сужением его временного интервала. По мнению Ю. Г. Леонова и В. Е. Хаина [46], скольжение датировок глобальных событий в разных регионах Земли в пределах определенного возрастного интервала можно считать естественным явлением.

Несмотря на то что для большинства континентов полная характеристика данного события, выявление точных площадей проявления — задача дальнейших исследований, уже в настоящее время на начальных стадиях его изучения намечаются некоторые общие закономерности. Установлено, что затухание тектонической деятельности наиболее ярко наблюдается в стабильных участках континентов — платформах с домезойской складчатостью. Например, в Северо-Западной Азии оно выражено как в тектонически спокойных участках (плитах, щитах), так и в активизированных (эпиplatformенных орогенах).

Достаточно четко событие фиксируется также и в некоторых тектонически активных областях (например, в ряде районов Альпийского складчатого пояса), где можно видеть те же его индикаторы, что и в стабильных частях континента. В то же время здесь нередко сохранялись участки с активной тектонической деятельностью, где проявлялась ларамийская фаза тектогенеза.

Рассматривая маастрихт-среднеэоценовый этап тектонической стабилизации на различных континентах Земли, мы почти не касались обширных ее районов с морским и океаническим осадконакоплением (за исключением прилегающих к суше участков внутриконтинентальных морей). При последующих работах решению этих вопросов следует уделить специальное внимание. Однако уже в настоящее время имеются данные, свидетельствующие о возможности фиксации характеризуемого события в морских и океанических областях. Например, ранее отмечалось, что в маастрихт-среднеэоценовых морях, омывающих пенепленизированную сушу в Северо-Западной Азии и Африке, накапливались мало-мощные, преимущественно хемогенно-органогенные (карбонатные, кремнистые) осадки или тонкие, существенно глинистые илы, иногда содержащие линзы зрелых кварцево-глауконитовых песков. В этом отношении очень важны выводы геологов, непосредственно изучающих морские и океанические отложения.

А. П. Лисицын и др. [36] для позднемелового — палеоэоценового этапа океанического осадконакопления отмечают своеобразие состава осадков, различия в характере древних процессов седименто- и литогенеза по сравнению со среднепозднекайнозойским временем. В это время резко ослабевает океаническая терригенная седиментация и широко развивается биогенная (преимущественно карбонатная). Как подчеркивают авторы упомянутой выше работы, — это настоящее «царство карбонатных отложений», причем карбонатные породы часто почти не содержат терригенной примеси (содержание CaCO_3 нередко составляет 98%). Для данного времени характерны минимальные скорости осадконакопления и минимальные значения абсолютных масс накопившегося терригенного и карбонатного материала. Кроме того, на палеоэоцен падает максимальное распространение перерывов осадконакоплений за всю историю развития океанов (около 80—90% кернов глубоководного бурения содержат перерывы осадконакопления в палеоэоцене).

Выводы А. П. Лисицына и др. тесно перекликаются с результатами исследований А. Б. Ронова, В. Е. Хайна, А. Н. Балуховского [49]. По их данным, рубеж мела и палеогена отразился резким сокращением скоростей денудации суши, а также общих объемов накопившихся отложений и скоростей осадконакопления на суше, в морях и океанах. Причем минимальное значение этих величин в течение всей мезо-кайнозойской истории падает на палеоэоцен. В то же время отмечается широкое развитие карбонатных формаций и сокращение терригенных. Для объяснения этих особенностей осадкообразования позднемеловой — палеоэоценовой эпох А. П. Лисицын с соавторами [36] приводят следующие причины: сокращение площади водосборов (материковой суши), обусловленное интенсивной трансгрессией моря (в позднем мелу около 55% современной суши было покрыто морем); более теплый климат; отсутствие оледенений; географические особенности положения древней суши (нахождение больших ее участков в зонах с умеренным и аридным климатом и сравнительно небольших частей — с экваториальным); блокировка океанов системой островных дуг морей.

Вместе с тем существовала, на наш взгляд, еще одна не менее важная, а возможно, и определяющая причина — затухание активности тектонических движений, выравнивание и понижение огромных пространств суши в пределах всех ее континентов. Эта равнинная суша, мало приподнятая над уровнем моря и покрытая чехлом коры выветривания, способствовала поступлению в окружающие моря и океаны крайне малых масс вещества, причем в его составе резко возрастала роль продуктов химического разрушения горных пород и сокращалась роль продуктов физического выветривания. Это хорошо согласуется с сокращением в океанах площадей накопления терригенного материала и осаждением преимущественно хемогенно-биогенных, существенно карбонатных, местами крем-

нистых илов. С подобных позиций легко объяснимы низкие общие скорости осадконакопления в океанических бассейнах, наличие многочисленных перерывов осадконакопления, дефицит терригенного материала в составе океанических карбонатов.

Это согласуется с данными П. П. Тимофеева и В. В. Еремеева о закономерностях древнего осадконакопления в районах Атлантического океана [47]. Верхнемеловые палеогеновые отложения были охарактеризованы по скважинам в Западной и Северной Атлантике (рейсы 41 и 48 «Гломар Челленджера»), пробуренным на различных структурах (поднятиях Сьерра-Леоне, у островов Зеленого Мыса, континентальном склоне Западной Сахары, глубоководном бассейне Марокко, Бискайском заливе). Для кампан-среднеэоценового осадконакопления отмечается сокращение поступления терригенного материала по скважине, расположенной на континентальном склоне Северо-Западной Африки. Из приведенных в работе [47] разрезов видно, что кампан-среднеэоценовые отложения в большинстве скважин отличаются от подстилающих (апт-сантонских) и перекрывающих (позднеэоцен-олигоценовых) пород более высоким содержанием органогенно-хемогенной составляющей (карбонатной, кремнистой) и сокращением терригенной (песчаной, алевроитовой, глинистой) либо более тонким ее составом — в других. Лишь в одной из скважин отмеченные выше закономерности не наблюдаются — здесь карбонатно-кремнистые породы слагают весь ее разрез, от юры до плейстоцена включительно.

Своеобразие истории геологического развития северо-западной части Атлантического океана на рубеже мела и палеогена выразилось, по данным И. О. Мурдмаа и др. [13], в появлении определенных осадочных формаций, прослеженных от Срединно-Атлантического хребта до континентальных окраин Северной Америки. Среди них наряду с карбонатной формацией континентальных окраин и Срединно-Атлантического хребта широко представлена пестроцветная глинистая формация, развитая в пределах древнего ложа океана и в восточной части континентальных окраин. Она наиболее типична для кампан-маастрихтских свит, хотя нередко ее низы имеют и более древний возраст. В ряде регионов (равнина Сом, горы Новой Англии) эта формация отмечается и в раннекайнозойских (палеоценовых) отложениях. В других регионах на долю палеоцена и нижней половины эоцена приходятся перерывы в осадконакоплении, либо фиксируется накопление карбонатных и кремнисто-карбонатных толщ.

Пестроцветная глинистая формация окрашена в красно-пестрые тона, имеет глинистый (монтмориллонитовый, нередко с примесью каолинита) состав, среди обломочных разностей пород часто появляются кварцевые алевроиты и пески (у континентального склона). Породы часто выделяются повышенным содержанием окисного железа, алюминия и малыми содержаниями органического вещества. Авторы отмечают, что для образования этой формации необходимы крайне низкие скорости накопления осадков и биологическая продуктивность илов, наличие многочисленных перерывов осадконакопления и связанных с ними горизонтов подводного преобразования илов, способствующих появлению красного цвета пород и возникновению железистых, железисто-марганцевых корок. Обогащение илов каолинитом в пределах континентальной окраины и появление кварцевых песков связываются с широким развитием в прилегающей пенепленизированной суше каолинит-латеритных кор выветривания.

Следовательно, на рубеже мела и палеогена параллельно с широким накоплением на суше континентальных красноцветно-пестроцветных глинистых парагенезов пород (гумидных или аридных) в ряде участков океана возникали также красноцветно-пестроцветные формации. Континентальные и океанические пестроцветы роднят преимущественно тонкий глинистый состав пород, красные окраски, повышенные содержания окислов железа и низкие значения органического вещества, обогащение терригенной составляющей кварцем и каолинитом. Во время образова-

ния океанических и континентальных пестроцветов отмечаются крайне низкие скорости осадконакопления и многочисленные перерывы. Последние нередко фиксировались в континентальных толщах горизонтами красно-пестроцветных ископаемых почв, а в океанических отложениях — красноцветными горизонтами подводного преобразования осадков. В формировании минерального состава тех и других важную роль играла выровненная суша, покрытая площадными корами выветривания, служившая поставщиком зрелого терригенного материала.

Для возникновения подобных обстановок океанического осадконакопления, вероятно, необходимо допустить затухание активности тектонических движений и в самих океанических областях: выравнивание подводного денудационного рельефа, сокращение объема эдафогенного материала, мобилизуемого в областях подводной денудации и пр.

Приведенные примеры показывают, что уже в настоящее время вполне обоснована постановка исследований с целью выявления индикаторов этапа затухания тектонических движений в морских и океанических областях Земли.

О РАНГЕ МААСТРИХТ-ЭОЦЕНОВОГО ЭТАПА ПАССИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Подводя итог характеристике маастрихт-среднеэоценового этапа следует подчеркнуть отчетливую фиксацию в это время двух тектонических событий: 1) ослабление тектонической деятельности на одних площадях и 2) активное проявление полно изученной геологами ларамийской фазы тектогенеза — на других. Постараемся приблизительно оценить ранговость и масштабы проявления каждого из них в различных тектонических областях материков.

Затухание тектонических движений на рубеже мела и палеогена, судя по литологическим индикаторам, вероятно, отразилось на большей части площади континентальных блоков. Более ярко оно фиксируется в тектонически стабильных областях с домезозойской складчатостью. Но в той или иной мере это же событие нередко проявлялось и в тектонически активных областях (например, мезозойские восточных районов СССР, некоторые области Альпийско-Гималайского складчатого пояса и др.).

Ларамийская фаза тектогенеза по сравнению с предыдущим событием затронула значительно меньшие площади континентов. Она повсеместно тяготеет лишь к тектонически активным областям кайнозойской складчатости (и непосредственно прилегающим к ним участкам платформ) и особенно ярко проявилась в пределах Тихоокеанского складчатого пояса. Но и в этих тектонически активных областях данное событие отразилось далеко не повсеместно или проявлялось в сильно ослабленном виде (например, в Альпийско-Гималайском складчатом поясе).

Оценивая два синхронных события, проявившихся на континентах на рубеже мела и палеогена, можно видеть, что площади стабилизации тектонической деятельности не уступали районам с активным тектоническим режимом и, напротив, вероятно, значительно превосходили их. Возникает гипотеза о возможности отнесения маастрихт-среднеэоценового этапа затухания тектонических движений к категории глобальных событий. Отмеченное выше для тех же отрезков времени наличие обширных областей с проявлением ларамийской фазы тектогенеза, на первый взгляд, свидетельствует против этой гипотезы. Однако в последние годы претерпела изменения и трактовка понятия глобального события. Как пишут, например, Ю. Г. Леонов и В. Е. Хаин: «интереснее и перспективнее считать орогеническое событие (фазу, эпоху) глобальным не тогда, когда оно устанавливается по геологическим данным во всех без исключения частях земного шара (чего скорее всего и не бывает), но тогда, когда совокупность его проявлений (большая площадь, размещение в разных удаленных друг от друга районах) может быть объяснена только как результат одновременного общего процесса, воздействующего на весь земной шар, хотя и не обязательно оставляющего повсюду ясные и тем более одинако-

вые следы» [46, с. 13]. С этой точки зрения затухание тектонических движений на рубеже мела и палеогена, как нам представляется, вполне может быть отнесено к разряду глобальных.

Наиболее четко вывод о раннекайнозойском и более древних глобальных этапах ослабления тектонических движений и выравнивания рельефа в истории Земли был сформулирован еще Л. Кингом [32]. В СССР представления о подобных эпохах, проявившихся глобально или во всяком случае затрагивавших большие участки суши, высказывались В. П. Казариновым [28, 29], В. П. Петровым [43], И. П. Герасимовым [23], А. В. Сидоренко [44] и др. Эти первые представления, нередко еще слишком гипотетичные и идеализированные, были подвергнуты справедливой критике. В частности, выяснилось, что подобные события проявляются далеко не повсеместно, границы их нередко скользящие, характер их проявления часто меняется в различных тектонических структурах и др. Кроме того, представления Л. Кинга, И. П. Герасимова и др. основывались главным образом на геоморфологических методах исследований без должного привлечения данных по коррелятным осадкам. Поэтому достоверность датировок и сопоставления поверхностей выравнивания в разных частях Земли, равно как и сам факт наличия этапов глобального ослабления тектонической деятельности, оставались спорными.

Проведенные целенаправленные исследования одного из подобных этапов затухания тектонической активности (на рубеже мела и палеогена) подтверждают его глобальный характер (понимая глобальность события по Ю. Г. Леонову и В. Е. Хаину [46]). События подобного рода, по мнению Л. Кинга [32], отражают общность подкорковых процессов на планете в целом.

Вероятно, заслуживают также дальнейших исследований вопросы оценок масштабов проявлений и выяснение ранга более древних этапов стабилизации тектонической деятельности, выравнивания рельефа и образования площадных кор выветривания. В их числе, вероятно, могут быть события региональные, межрегиональные, трансконтинентальные, вплоть до глобальных. Для выявления последних в мезозое первоочередное внимание следует уделить раннесреднетриасовому, среднепозднеюрскому и раннесеноманскому этапам развития Земли.

Литература

1. Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А. и др. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли//Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55—78.
2. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Гончаров В. Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 186 с.
3. Бардошиш Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.
4. Бгатов В. И., Казаринов В. П., Шилкин А. Н. Поверхности выравнивания, связанные с ними коры выветривания//Поверхности выравнивания. Вып. 3. Иркутск: Изд-во СО АН СССР. 1970. С. 3—9.
5. Боголепов К. В. Кайнозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 151 с.
6. Братцева Г. М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 56 с.
7. Бугельский Ю. Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 283 с.
8. Варнавский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
9. Венков Д. А., Долгополов В. Ф., Киселев Л. И. Бокситорудные формации//Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. С. 155—217.
10. Волков А. Н. Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огнеупорных глин//Тр. Ин-та геол. наук. Алма-Ата, 1959. Вып. 2. С. 3—35.
11. Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 114 с.
12. Выветривание и литогенез/Под ред. Казаринова В. П. М.: Недра, 1969. 423 с.
13. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1979. 205 с.
14. Геология океана (Геологическая история океана)/Под ред. Мониной А. С., Лисцына А. П. М.: Наука, 1980. 464 с.
15. Геология СССР. Т. 19. М.: Недра, 1966. 731 с.

16. Геология СССР. Т. 31. М.: Недра, 1964. 517 с.
17. Геология СССР. Т. 32. М.: Недра, 1969. 695 с.
18. Геология СССР. Т. 33. М.: Недра, 1976. 431 с.
19. Геология СССР. Т. 34. М.: Недра, 1971. 531 с.
20. Геология СССР. Т. 44. М.: Недра, 1964. 545 с.
21. Геология СССР. Т. 49. М.: Недра, 1966. 537 с.
22. Геоморфология Монгольской Народной Республики/Под ред. Флоренсова Н. А. М.: Наука, 1982. 255 с.
23. Герасимов И. П. Три главные цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли//Геоморфология. 1970. № 1. С. 19—27.
24. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство гумидных парагенезов//Тр. ГИН АН СССР. 1982. Вып. 363. 211 с.
25. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 373. 205 с.
26. Жидкова Л. С., Мишаков Г. С., Неворова Т. И. и др. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
27. Земная кора и история развития Средиземноморья/Под ред. Муратова М. В. М.: Наука, 1982. 220 с.
28. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 148 с.
29. Казаринов В. П. Эпохи корообразования//Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. С. 13—37.
30. Карта бокситоносности СССР. М-6 1 : 5 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
31. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М-6 1 : 2 500 000. М.: Недра, 1972.
32. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1958. 686 с.
33. Коры выветривания Сибири. Кн. 1. М.: Недра, 1979. 219 с.
34. Коры выветривания Сибири. Кн. 2. М.: Недра, 1979. 248 с.
35. Кулькова И. А., Лаухин С. А. Флора континентального палеогена Енисейского края. М.: Наука, 1957. 85 с.
36. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Левитан М. Л. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане//Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 407—427.
37. Маббут Дж. А. Поверхности выравнивания и коры выветривания Австралии//Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1970. С. 117—135.
38. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. I/Под ред. Спенсера А. М. М.: Мир, 1977. 452 с.
39. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии/Под ред. Леонова Ю. Г. М.: Наука, 1983. 231 с.
40. Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 317—320.
41. Павлов С. Ф., Кашик Т. К., Ломоносова В. П. и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 154 с.
42. Пергамент М. А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 211 с.
43. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
44. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 430 с.
45. Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. I/Под ред. Найта К. М.: Мир, 1980. 656 с.
46. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений/Под ред. Пейве А. В. М.: Наука, 1980. 215 с.
47. Проблемы литологии Мирового океана/Под ред. Тимофеева П. П. М.: Наука, 1982. 187 с.
48. Ронов А. Б., Балуховский А. Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климатов в позднем мезозое и кайнозое//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 112—136.
49. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 млн. лет//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 3—11.
50. Слукин А. Д., Домбровская Ж. В. Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М.: Наука, 1979. 117 с.
51. Тектоника Северной Евразии/Под ред. Пейве А. В. М.: Наука, 1980. 219 с.
52. Челебаева А. И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1981. 105 с.
53. Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 314 с.

УДК 553.492.1 (729.1)

ДИАСПОРОВЫЕ БОКСИТЫ ЗАПАДНОЙ КУБЫ

РАЗУМОВСКИЙ О. О., ПОНСЕ Н., ДАНИЛЮК Л. Н., ДИЛЬЯ М., КОРПАШ Л.

В статье охарактеризованы вещественный состав и условия залегания диаспоровых бокситов Западной Кубы. Рассмотрены некоторые вопросы их генезиса.

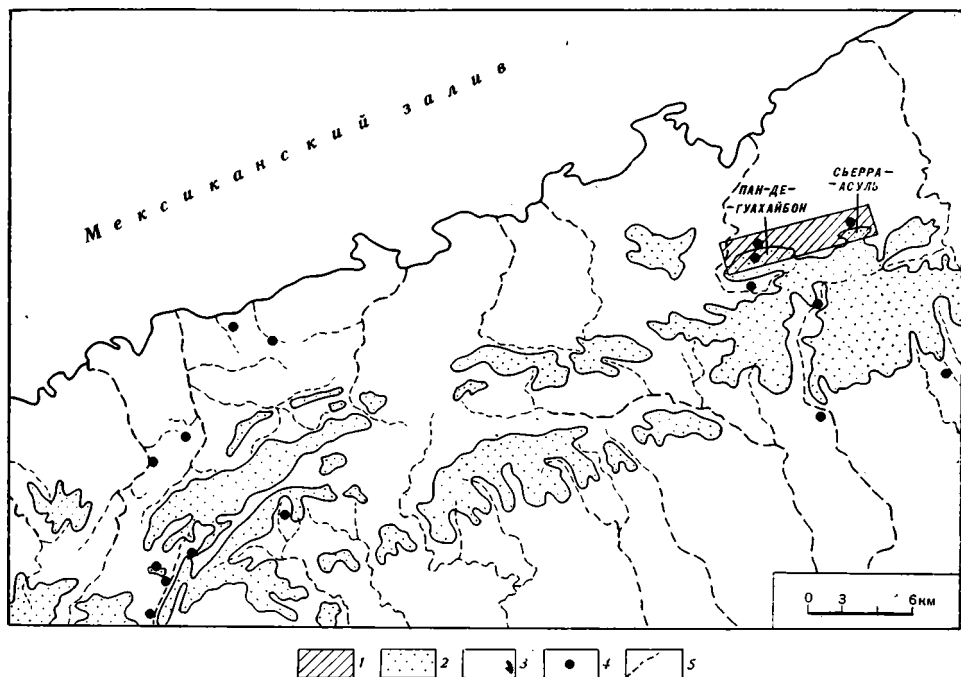
В 1976 г. на западе Кубы в провинции Пинар-дель-Рио были обнаружены валуны и глыбы каменистых бокситов, залегающих у подножия возвышенностей Пан-де-Гуахайбон и Сьерра-Асуль, сложенных меловыми карбонатными породами [9]. Дальнейшие поисково-разведочные работы позволили квалифицировать западный участок бокситоносной площади как месторождение высококачественных диаспоровых бокситов, характеристика которых приводится в настоящей статье. Позднее гальки и валуны аналогичных бокситов были найдены по долинам рек и в пониженных участках центральной части провинции Пинар-дель-Рио. Большинство из вновь обнаруженных проявлений не имеют пространственной связи с бокситоносной зоной Пан-де-Гуахайбон — Сьерра-Асуль (фиг. 1).

Геологические условия локализации бокситов. Месторождение Пан-де-Гуахайбон приурочено к одноименной моготе, представляющей собой резко выраженную в рельефе возвышенность с относительными превышениями 250—600 м. Характерной чертой тектонического строения района является совокупность авто- и аллохтонных структур, сложно сочетающихся между собой, а также наличием многочисленных дизъюнктивных нарушений типа надвигов, сбросов, сдвигов-сбросов. Наиболее древними геологическими образованиями являются базальты и лавы основного состава свиты Энкрусихада раннемелового возраста (фиг. 2, 3). Собственно могота сложена существенно карбонатными отложениями свиты Гуахайбон, возраст которых по набору микрофауны датируется как альб-сеноманский [6]. Свита делится на три подсвиты: 1) нижнюю карбонатную, сложенную светло-серыми известняками и доломитами; 2) среднюю терригенную красноцветную с каменистыми бокситами; 3) верхнюю карбонатную, представленную темно-серыми глинистыми известняками. Общая мощность свиты достигает 600 м при мощности бокситоносного горизонта до 25—30 м. Детальное литолого-фациальное изучение отложений свиты Гуахайбон показало, что карбонатные породы сформировались в морских лагунах в условиях неоднократного выхода отложений на дневную поверхность [7].

У подножия моготы развиты отложения позднемелового, палеогенового и четвертичного возраста. Позднемеловые образования представлены тремя свитами: 1) свита Киньонес — полимиктовые и известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков, гравелитов и конгломератов, линзы лав основного состава; 2) свита Виа Бланка — полимиктовые и известковистые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты; 3) свита Какарахикара — известковистые песчаники, гравелиты, конгломераты.

Взаимоотношения между свитами четко не установлены, возраст их в пределах ярусов достаточно условен.

Палеоценовые отложения сложены олистостромовой толщей Манакас — полимиктовые и известковистые песчаники, алевролиты, прослои известняков, линзы андезитобазальтов, обломки, глыбы и олистолиты карбонатных и терригенных пород.

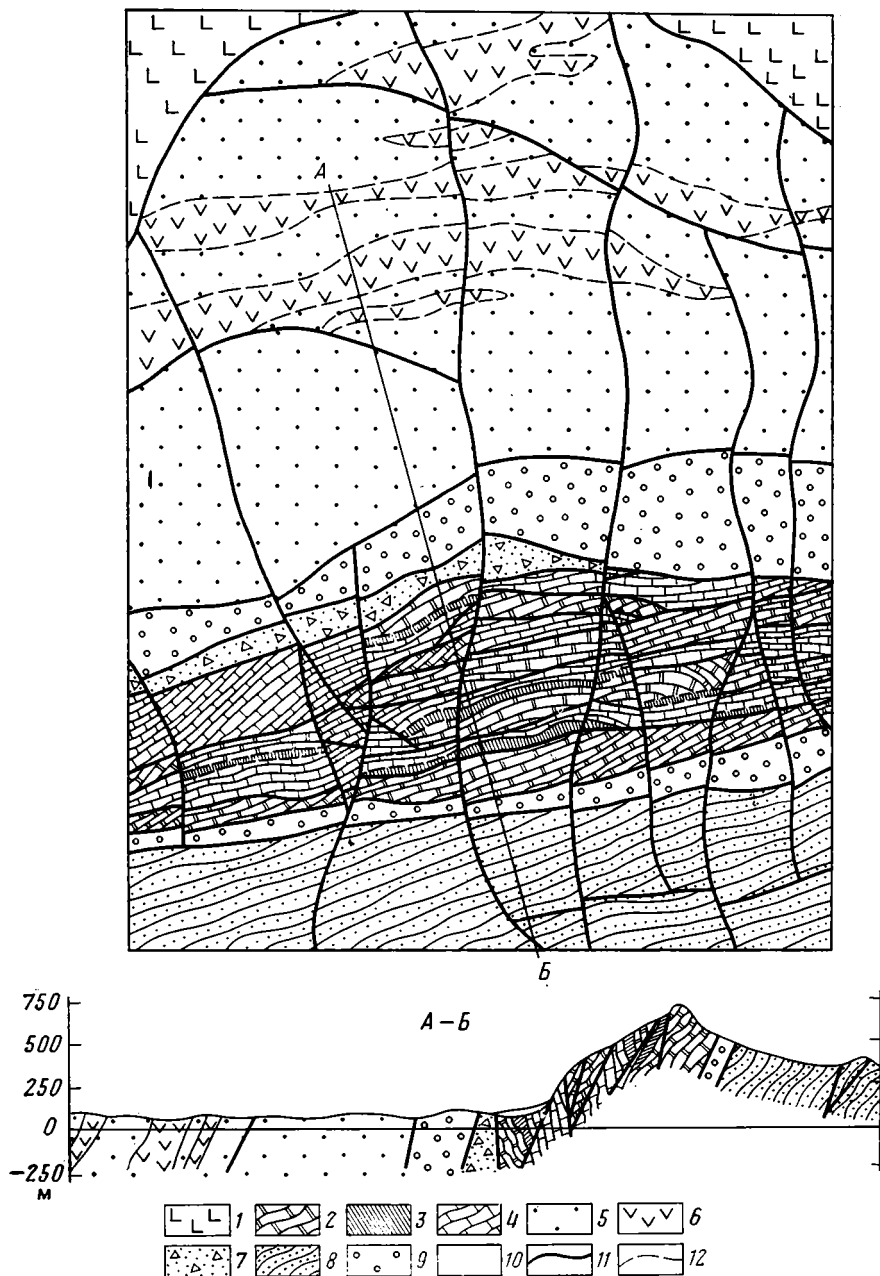


Фиг. 1. Схема размещения проявлений диаспоровых бокситов Западной Кубы
 1 — бокситоносная площадь Пан-де-Гуахайбон — Сьерра-Асуль; 2 — гористый рельеф;
 3 — равнинный рельеф; 4 — проявления бокситов; 5 — реки

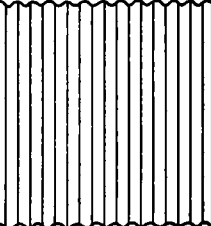
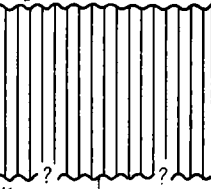
Четвертичные образования представлены глинами, суглинками, супесями с гравием, щебнем, валунами и глыбами карбонатных пород и бокситов. Мощность отложений у подножия моготы достигает 50 м.

В пределах площади месторождения по условиям залегания выделяется два типа площадей: 1) бокситы в коренном залегании; 2) элювиально-делювиальные бокситы — бокситы делювиальных свалов по Б. М. Михайлову [4].

Бокситы в коренном залегании приурочены к средней подсвите свиты Гуахайбон. Наиболее полный разрез вскрыт в центральной части моготы (фиг. 4, А). Здесь на закарстованной поверхности светло-серых известняков залегают каменистые бокситовые породы, перекрытые терригенной красноцветной пачкой, состоящей из последовательно сменяющихся вверх по разрезу гравелитов, песчаников и алевролитов. Обломки представлены кварцем, кремнями, карбонатными и бокситовыми породами, измененным стеклом. Цемент базальный и контактовый, состоящий из глинисто-железистого материала. Сортированность терригенных отложений низкая, обломки, как правило, слабоокатанные. Мощность пачки 10—15 м. В пределах восточной части моготы надбокситовые терригенные красноцветные отложения отсутствуют (фиг. 4, Б) и, как будет показано далее, качество бокситов там значительно выше. Простираение бокситоносного горизонта совпадает с общим простираением вмещающих карбонатных пород (СВ 80°), преобладающие углы падения 50—70°. Собственно бокситы образуют прерывистые линзовидные и карманообразные тела, мощность которых в зависимости от закарстованной поверхности рельефа подстилающих карбонатных отложений изменяется от 0,5 до 10 м. Интенсивные пострудные тектонические движения привели к образованию в отдельных блоках «перевернутого» разреза, в котором бокситовый горизонт подстилается темно-серыми известняками и перекрывается светло-серыми карбонатными отложениями (см. фиг. 4). Наряду с этим произошли значительные вертикальные смещения, в результате которых бокситы прослеживаются как на самой моготе, так и у ее подножия. Бокситы и породы терригенной пачки несут следы текто-



Фиг. 2. Схема геологического строения района месторождения Пан-де-Гуахайбон 1 — свита Энкрусихада (K_{1en}) — базальты и лавы; свита Гуахайбон (K_{gi}); 2 — светло-серые известняки и доломиты; 3 — красноцветные терригенные отложения — бокситовые породы и бокситы; 4 — свита Киньонес (K_{2qp}) — темно-серые глинистые известняки; 5 — карбонатно-терригенные отложения; 6 — лавы; 7 — свита Виа Бланка (K_{2vb}) — алевролиты, песчаники, конгломераты; 8 — свита Какарахикара (K_{2ca}) — песчаники, гравелиты, конгломераты; 9 — свита Манакас (P_{1m}) — олистострома; 10 — четвертичные элювиально-делювиальные бокситоносные образования (только на разрезе); 11 — тектонические нарушения; 12 — литологические границы

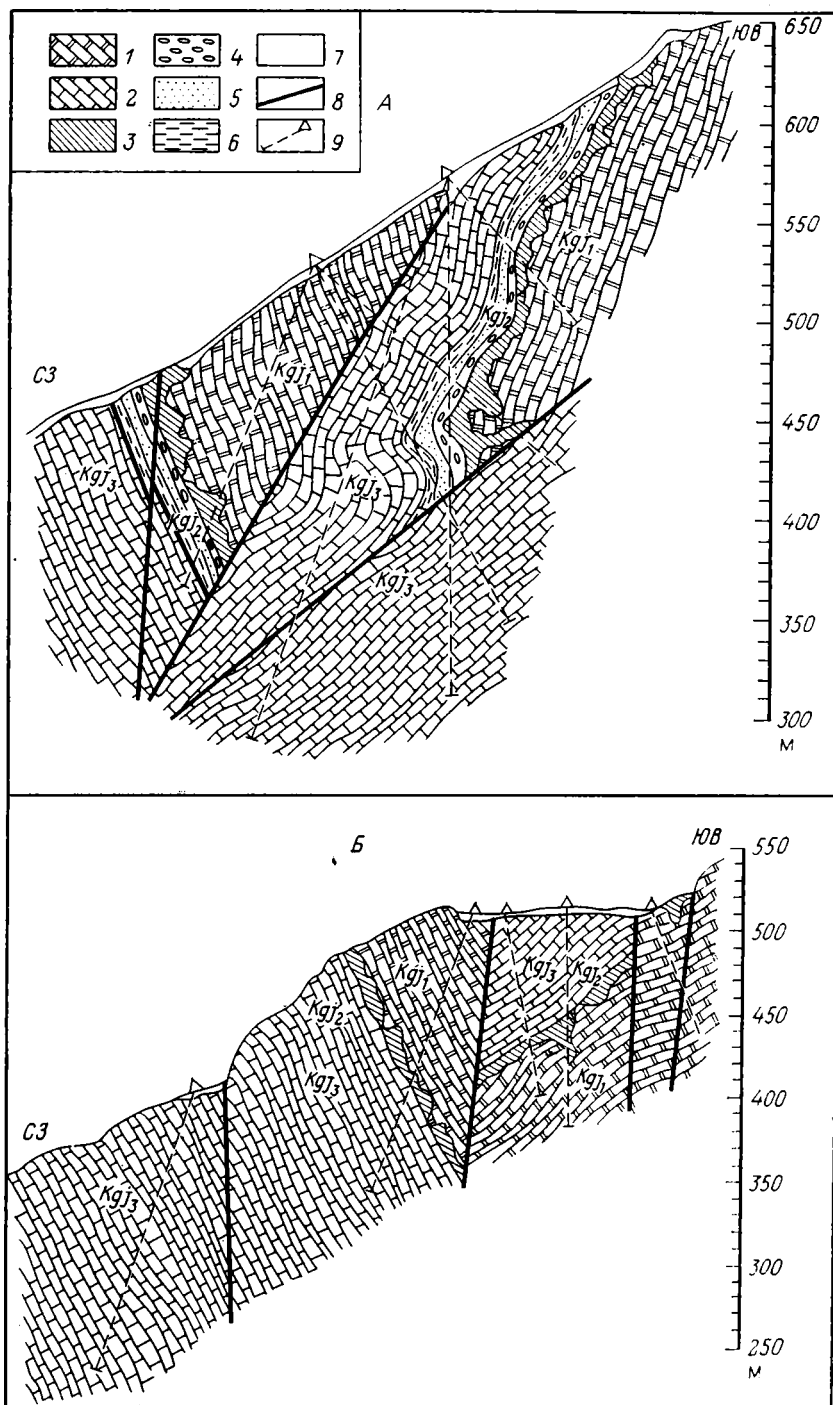
С и с т е м а	О т д е л	Я р у с	С в и т а
Четвертичная	Современный		Глины, суглинки, супеси с гравием, щебнем и валунами известняков и бокситов
	Верхний		
	Средний		
	Нижний		
Неогеновая	Верхний (плиоцен)		
	Нижний (миоцен)		
Палеогеновая	Верхний (олигоцен)		
	Средний (эоцен)		
	Нижний (палеоцен)		
М е л о в а я	Верхний	Маастрихтский	Какарахикара (K ₂ Ca) 600 м
		Кампанский	Виа Бланка (K ₂ Vb) 550 м
		Сантонский	
		Коньякский	
		Туронский	
		Сеноманский	Киньонес (K ₂ qñ) 600 м
	Нижний	Альбский	Гуахайбон (K ₂ j) ? 600 м
		Аптский	Энкрусихада (K ₁ en) ?
		Барремский	
		Готеривский	
		Валанжский	
		Берриасский	

Фиг. 3. Стратиграфическая схема района месторождения Пан-де-Гуахайбон

нического воздействия, проявленные в виде зон дробления, многочисленных трещин и зеркал скольжения.

Элювиально-делювиальные бокситоносные отложения развиты преимущественно у северного склона моготы, а также выполняют эрозионно-тектонические депрессии на ее поверхности. У подножия моготы эти отложения протягиваются узкой полосой шириной 50—300 м и залегают в виде плаща на закарстованной поверхности известняков свиты Гуахайбон. Мощность продуктивной толщи достигает 35 м, составляя в среднем 6—7 м. Разрез элювиально-делювиальных четвертичных отложений очень пестрый, однако при генерализации можно выделить несколько пачек (сверху вниз):

- 1) суглинки с мелкими обломками каменистых бокситов;
- 2) глины песчанистые темно-красного цвета с обломками, валунами и глыбами каменистых бокситов размерами от 5 мм до 2 м;



Фиг. 4. Геологические разрезы центральной (А) и восточной (Б) частей
моготы Пан-де-Гуахайбон
1 — светло-серые известняки и доломиты; 2 — темно-серые глинистые известняки; 3 — бокситовые породы и бокситы; 4 — гравелиты; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — четвертичные отложения; 8 — разломы; 9 — буровые скважины

3) глины пластичные пестроокрашенные с обломками бокситов от 5 мм до 40 см;

4) глины высокой степени пластичности, пестрые с гнездами и призмами гидроокислов марганца, с мелкими обломками карбонатных пород и бокситов.

Приведенный разрез элювиально-делювиальных бокситоносных образований является обобщенным, невыдержанным по простираению. К бокситопродуктивным относятся отложения второй и третьей пачек. Содержание обломков бокситов в глинах составляет в среднем 10—15%, резко увеличиваясь в местах выходов коренного пласта на дневную поверхность. В этих случаях наблюдаются скопления остроугольных обломков бокситов размерами от 1 до 20 см в темно-красных песчанистых глинах.

Элювиально-делювиальные бокситоносные отложения на поверхности моготы ограничены площадями эрозионно-тектонических депрессий. Мощность продуктивных образований составляет в среднем 2,5—3,0 м. Вдоль бортов депрессий прослеживаются делювиальные свалы глыб известняков и бокситов. Бокситоносные отложения характеризуются повышенным содержанием остроугольных обломков каменистых бокситов, заключенных в темно-красные песчанистые глины.

В разрезе продуктивных элювиально-делювиальных отложений собственно бокситовыми являются фракции более 9,5 мм и отчасти 4,75—9,5 мм. Более мелкие фракции, как правило, соответствуют аллитам.

Вещественный состав бокситов. Макроскопически бокситы представляют собой крепкие каменистые породы коричневатого-красного, темно-вишневого цвета массивной, реже неяснослоистой текстуры. Вещественный состав изучен с помощью традиционных методов петрографического, минералогического, химического, термического и рентгеноструктурного анализов, выполненных в Центре геологических исследований Республики Куба.

Бокситы состоят из оолитов и обломков, сцементированных тонкодисперсной пелитовой массой, сложенной гематитом, гётитом, диаспором и бёмитом с подчиненным количеством магнетита, гиббсита и минералов каолинитовой группы. Характерно резкое преобладание оолитов над обломочным материалом. Цементирующая пелитовая масса находится, как правило, в подчиненном количестве. Иногда наблюдается четко выраженная ориентировка оолитов и обломков, а также пересечение их более поздними трещинками (фиг. 5, а).

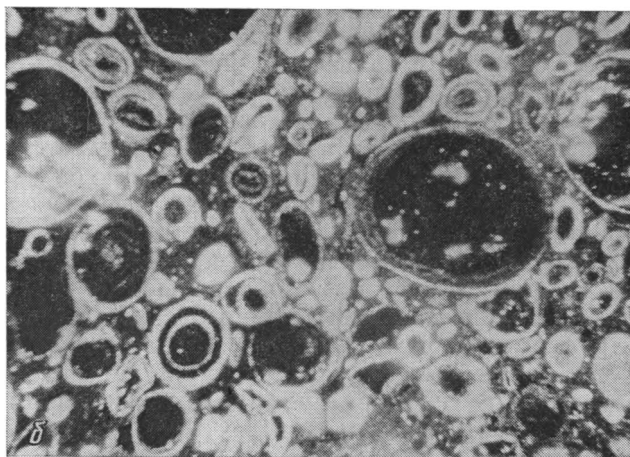
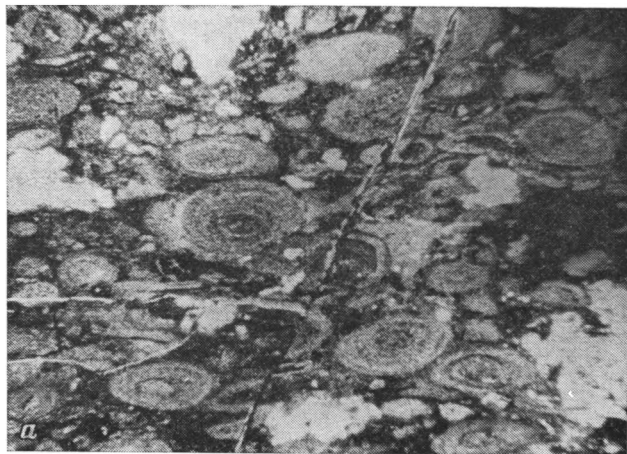
Оолиты округлой и овальной форм зонально-концентрического строения состоят из мелких (0,01—0,02 мм) зерен и микросталлических агрегатов диаспора, бёмита, гематита и гётита с небольшим количеством гиббсита, магнетита и кварца. Размер оолитов колеблется от долей миллиметра до 3 мм. Пустоты и поровые пространства внутри этих образований иногда выполнены бёмитом и диаспором.

Обломки достигают 6 мм в поперечнике и характеризуются в основном низкой степенью окатанности. Они состоят главным образом из гематита и гётита с резко подчиненным количеством бёмита и диаспора. Иногда в пустотах наиболее крупных обломков отмечаются оолиты.

Трещинки шириной 0,05—0,2 мм секут оолиты и обломки, вызывая их незначительное смещение. Они выполнены бёмитом, диаспором и минералами железа, причем последние занимают преимущественно центральную часть. Рост кристаллов бокситовых минералов происходит от стенок трещин к их осевой зоне.

Преобладающими структурами бокситов являются оолито-обломочная (см. фиг. 5, а) и оолитовая (см. фиг. 5, б). Реже отмечаются прожилково-оолитовая и пелитоморфно-обломочные структуры.

Результаты термического и рентгеноструктурного анализов, а также данные минералогических исследований показывают, что преобладающими минералами являются диаспор, бёмит, гётит и гематит. В небольших количествах присутствуют гиббсит, каолинит и галлуазит. В виде примесей отмечаются магнетит, кварц, рутил и анатаз.



Фиг. 5. Структуры диаспоровых бокситов (а — оолито-обломочная, б — оолитовая)

Химический состав бокситов в зависимости от условий залегания и типов залежей приведен в таблице.

Некоторые вопросы генезиса бокситов. Рассматривая генезис диаспоровых бокситов Западной Кубы, необходимо иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, наличие мелководных бассейнов карбонатного осадконакопления, отложения которых систематически выходили на дневную поверхность. Во-вторых, близость благоприятных материнских пород как источника сноса. При этом немаловажную роль играют условия сохранности бокситового материала от последующих денудационных процессов.

Именно такая геологическая обстановка характерна для формирования бокситов месторождения Пан-де-Гуахайбон. В позднеальбское время в результате перерыва в осадконакоплении и выхода на дневную поверхность карбонатные породы нижней подсвиты свиты Гуахайбон были существенно закарстованы, а базальты и лавы свиты Энкрусихада подверглись интенсивному выветриванию. На рубеже альб-сеномана произошло переотложение выветренных продуктов на закарстованную поверхность светло-серых известняков. Различие в минеральном составе обломков и цементирующей основной массы позволяет предположить довольно высокую степень выветривания бокситоматеринских пород. С перераспределением веществ в диагенетическую стадию связано образование оолитов, которые, как отмечалось выше, встречаются и в пусто-

Участки и типы залежей	Среднее содержание основных компонентов, вес. %			Кремневый модуль
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	
I. Месторождение Пан-де-Гуахайбон				
Бокситы в коренном залегании:				
а) центральная часть моготы;	48,57	18,73	18,56	2,6
б) восточная часть моготы	49,54	2,19	30,49	22,6
Элювиально-делювиальные бокситы:				
а) фракции более 9,5 мм;	51,17	5,89	28,68	8,7
б) фракция 4,75—9,5 мм	43,20	14,90	23,90	2,9
Элювиально-делювиальные бокситоносные отложения	36,12	25,09	22,85	1,4
Глыбы и валуны делювиальных бокситов	52,53	1,41	30,81	37,2
II. Делювиальные бокситы участка Сьерра-Асуль	57,82	3,50	24,63	16,5
III. Прочие проявления аллювиально-делювиальных бокситов	52,47— 58,67	1,26— 3,50	24,00— 29,61	15—46

тах наиболее крупных обломков. Одновременно происходили процессы постседиментационного выветривания, протекавшие в слабощелочных или нейтральных условиях, создаваемых вмещающими известняками. Выветривание сопровождалось выносом кремнезема и относительным обогащением породы окисью железа, интенсивность которых зависела от продолжительности процесса. Это хорошо подтверждается различием в химическом составе бокситов восточной и центральной частей моготы. В первом случае отсутствие перекрывающих терригенных отложений предопределило более длительный этап выветривания бокситоносных образований, в результате чего содержание кремнезема здесь значительно ниже, а окиси железа выше, чем в бокситах центральной части.

Первичные бокситы по аналогии с кайнозойскими карстовыми бокситами Кубы и других островов Карибского региона [1, 3, 5, 8], по-видимому, представляли собой рыхлые охристо-глинистые отложения бёмит-гипсбитового состава. В сеномане произошла консервация бокситоносных отложений карбонатными породами верхней подсвиты свиты Гуахайбон. Последующий катагенез (по Н. М. Страхову) привел к уплотнению первичных рыхлых бокситов и преобразованию их в каменные породы. При этом в результате повышения температуры и давления вещественный состав бокситов изменился на бёмит-диаспоровый. Аналогичный процесс отмечается некоторыми исследователями для бокситов Северного Урала [2].

Региональные палеоценовые тектонические движения разрушили первоначальное месторождение на ряд крупных разобщенных блоков, в пределах которых наблюдаются значительные горизонтальные и вертикальные смещения бокситового пласта и вмещающих пород. Элювиально-делювиальные бокситоносные отложения сформировались в четвертичное время за счет частичного разрушения коренного пласта бокситов.

Приведенная генетическая модель, естественно, не является универсальной. Однако в главных чертах она может быть применима не только для бокситов месторождения Пан-де-Гуахайбон, но и для других районов Западной Кубы, где выявлены элювиально-делювиальные проявления диаспоровых бокситов. При этом следует иметь в виду, что в каждом конкретном случае источники сноса бокситового материала и карбонатные бокситовмещающие породы могут быть различными.

В заключение следует отметить, что подобные диаспоровые бокситы карбонатной формации могут быть выявлены в некоторых районах Центральной и Восточной Кубы (например, Сьерра-де-Кувитас, Сьерра-де-Хатибонико, Хибара), где в меловое время существовали аналогичные геологические условия. Здесь не исключена возможность хронологического смещения альб-сеноманского бокситоносного уровня в пределах ярусов меловой системы, обусловленная различиями в истории геологического развития западной и центральной частей острова.

Литература

1. Бардошии Д. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.
2. Богатырев Б. А., Алырчикова А. Н., Яшина Р. С. Литологические типы девонских бокситов Северного Урала//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 57—67.
3. Бугельский Ю. Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.
4. Михайлов Б. М. Бокситы острова Куба//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 2. С. 110—112.
5. Coutin D. P., Dudich E., Nagy E. Características de las acumulaciones bauxíticas en la provincia de Guantánamo, Cuba//Informe científico-tecnico. 1981. № 153. 34 p.
6. Konev P. N., Teleguin V. P., Torshin N. C., Furrázola-Bermúdez G. Criterios litológico-estratigráficos para la búsqueda de bauxita en la provincia de Pinar del Río//La minería en Cuba. 1979. V. 5. № 4. P. 12—17.
7. Ponce Seoane N. A., Razumovsky O., Dilla M. e. a. El yacimiento de bauxitas Pan de Guajabón en la Isla de Cuba//Rev. Tecn. Ser. Geol. 1985. V. XV. № 1. P. 51—60.
8. Ponce Seoane N., Korpás L., Razumovsky O. The bauxite perspectives of the Cuban// Neogene. VIII RCMNS Congress. Abstracts. Budapest: Hungarian Geol. Surv. 1985. P. 476.
9. Teleguin V. P., Saunders E., Turovtsev D. M. La fotointerpretación geológica y su papel en el descubrimiento de una manifestación de bauxitas//La Minería en Cuba. 1978. V. 4. № 2. P. 20—27.

Архангельское производственное
геологическое объединение

Поступила в редакцию
11.XI.1985

УДК 553.492.1 (729.1)

ФАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОЛТАВСКОЙ СЕРИИ ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

ГРЕЧИШНИКОВ А. Т.

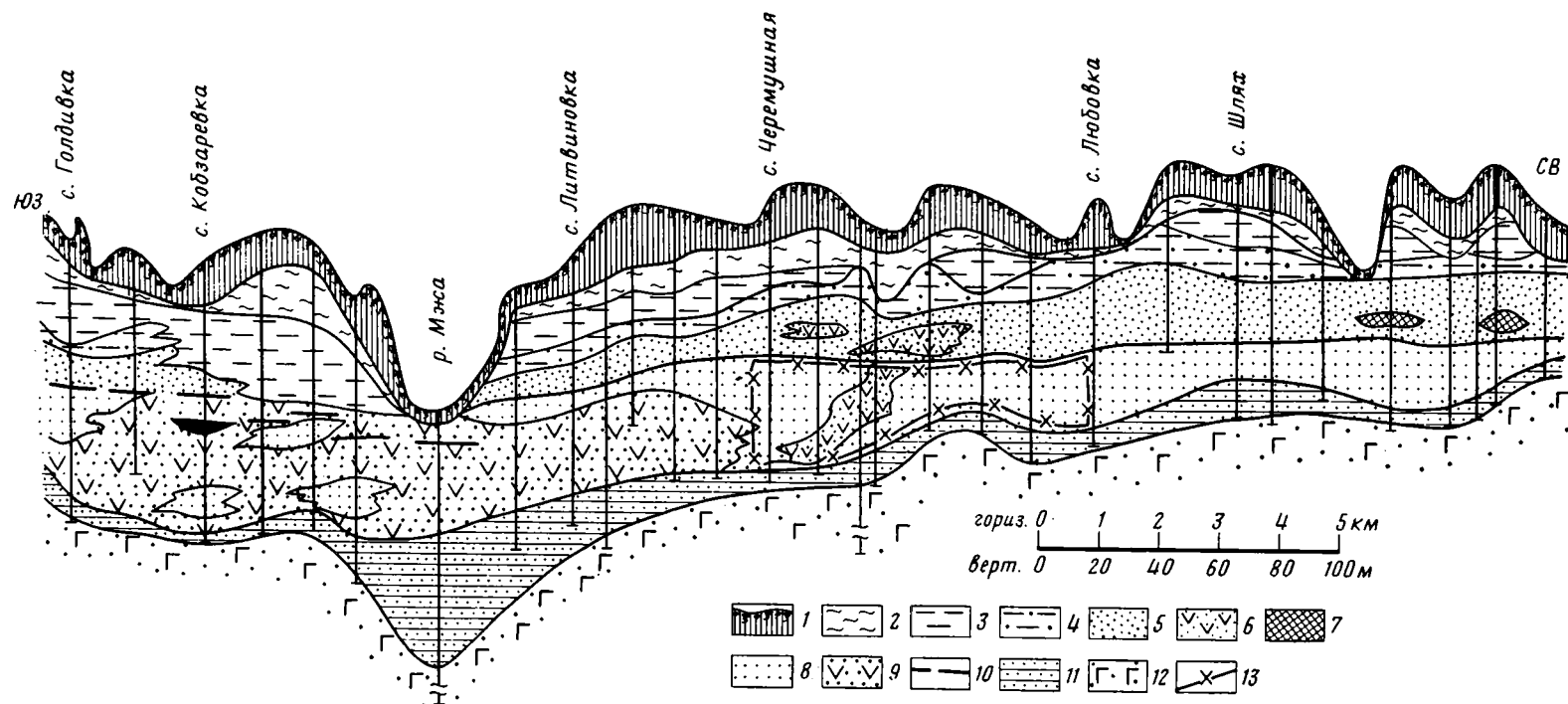
Дан анализ связи фаций с тектоникой района, показавший различие фаций и полезных ископаемых в области Днепро-Донецкого грабена и бортовых частей впадины. Показано, что являвшаяся наиболее тектонически активной область грабена высокоперспективна на важнейшие полезные ископаемые (бурые угли, высокосортные стекольные и формовочные пески, рудные россыпи и др.). Приводится материал для уточнения стратиграфии отложений.

Известно большое число разнообразных стратиграфических схем полтавской серии Днепро-Донецкой впадины. Так, например, В. Ю. Зосимович и др. [4] предлагают деление на две свиты: берекскую и полтавскую; И. Н. Ремизов и М. Г. Бергер [6] — на пять горизонтов; И. С. Романов [8] — на три горизонта; И. Н. Ремизов [7] — на три свиты: змиевскую, сивашскую и самарскую. Такое разнообразие свидетельствует о трудности корреляции слоев полтавской серии и сложной фациальной изменчивости последних. Важное значение для выяснения пространственного соотношения слоев полтавской серии имеет изучение фаций в связи с тектоникой района. Для подтверждения сказанного остановимся на важнейших чертах тектоники Днепро-Донецкой впадины, обусловивших литогенез полтавской серии.

Развиваясь по профилю синеклиза — грабен — синеклиза, Днепро-Донецкая впадина во время формирования полтавской серии представляла собой сложную синеклизу, чрезвычайно неоднородную по тектоническому режиму. Особенно резкие различия существовали между ее частью, наложенной на Днепро-Донецкий грабен с интенсивными проявлениями соляной тектоники, и остальной площадью, где соляная тектоника отсутствует. Такие существенные различия не могли не вызвать и различия фаций в указанных частях впадины. Этот достаточно убедительный вывод, вытекающий из вышеприведенных особенностей тектоники района, подтверждается также и фактическим материалом по литологии отложений. Здесь следует указать следующие особенности фаций: 1) широкое развитие бурых углей и углистых пород в границах грабена и практически полное отсутствие их в бортовых частях впадины; 2) значительно лучшая гранулометрическая однородность песчаных пород в области грабена, где часто встречаются мощные пачки одномарочных кварцевых песков; 3) относительно меньшее развитие песчаников в бортовых частях впадины по сравнению с территорией грабена.

Необходимо упомянуть также о широком развитии кварцевых песчаников в Красноградском районе, где они находят применение для местных нужд. Фациальному замещению подвержены все слои полтавской серии, но меньше всего — змиевские глины. Разрезы по скважинам, показывающие лучшее фациальное замещение полтавских отложений, проходят между селами Одырка, Старая Водолага, Просяное [3] Нововодолажского р-на и селами Огульцы, Черемушная, Литвиновка, Кобзаревка Валковского р-на Харьковской обл. (фигура).

Следующая важная особенность тектоники района, повлиявшая на литогенез полтавской серии, — широкое развитие в границах грабена депрессий (подчеркиваем — депрессий, а не поднятий), обусловивших контрастный палеорельеф, характер и размещение фаций. Подавляющее



Геологический разрез полтавской серии через краевую часть Валковской депрессии

Надполтавские отложения: 1—суглинки (Q); 2—глина красно-бурая (N_2^3). **Полтавская свита** (N_{1pt}): 3—глина пестрая (песковая толща); 4—песок кварцевый, глинистый (просьяновская толща); 5—7—краснокутская толща (5 — песок кварцевый, алевритистый, 6 — песок кварцевый, алевритистый, углистый, 7—циркониево-титановая россыпь); 8—10—новоселовская толща (8—песок кварцевый, мелко- и среднезернистый, 9 — песок кварцевый, мелко- и среднезернистый, углистый, 10—бурый уголь). **Берекская свита** (P_3br): 11—глина зеленая тонко-слоистая с прослоями глауконитово-кварцевого песка (змиевская толща). **Харьковская свита** (P_3hg): 12 — песок глауконитово-кварцевый; 13 — прогнозный контур стекольных песков

большинство показанных на тектонической карте Днепровско-Донецкой впадины поднятий по подошве полтавской серии не выражено, зато компенсационные депрессии хорошо отражены, несмотря на то, что сопряженные с ними соляные тела находятся на большой глубине. Склоны депрессий, таким образом, не всегда являются склонами солянокупольных структур. Депрессии занимают основную часть территории грабена.

Наконец, следует отметить пологое погружение всех слоев полтавской серии по направлению от бортов к осевой части впадины и от периферии депрессий к их центральной части. По направлению от краевых к центральным частям депрессий наблюдается фациальное замещение отложений. Широкое развитие депрессий в области грабена способствовало наряду с распространением русловых фаций преобладанию здесь озерных, старичных и болотных фаций. В бортах впадины развиты в основном русловые фации и отсутствуют болотные.

Весь разрез полтавских отложений к северу от с. Сиваш рассматривается нами в качестве, несомненно, континентальных образований, за исключением, возможно, части змиевских слоев [2, 3]. К югу эти отложения, вероятно, также континентальные. Главным признаком континентального генезиса рассматриваемых отложений является фациальное замещение всего разреза полтавской серии углистыми породами. Фациальные изменения выражаются не только появлением углистости, но и изменением гранулометрического состава, увеличением доли глинистых пород, нарушением порядка наложения пород в депрессиях и др. В депрессиях различной глубины эти изменения также неодинаковы, они зависят и от скорости погружения депрессий. Мощности пород в неглубоких депрессиях (Готвальдовская), а также на северо-восточном борту впадины примерно одинаковые. Нормальная мощность полтавской серии составляет приблизительно 50—60 м. По данным Ю. Ю. Зосимовича [5], мощность этих отложений у сел Берека и Тарановка, находящихся вблизи разреза с сивашской фауной, равна 60 м, из них на долю «морских» отложений берекской свиты приходится всего 18 м у с. Берека и 12,5 м у с. Тарановка, т. е. мощность континентальных отложений в 3—4 раза превышает мощность «морских».

На северо-восточном борту впадины (города Краснукотск, Богодухов и др.) соотношение обратное, что объясняется, на наш взгляд, неопределенностью границы между берекской и полтавской свитами. Как отмечает В. Ю. Зосимович, граница между этими свитами проводится в одних случаях по бурому углю, встречающемуся только в депрессиях области грабена, в других — по спорадически встречаемым железистым пескам и песчаникам, в третьих — по ограниченно распространенным грубозернистым пескам. Граница между змиевскими и сивашскими слоями вообще отсутствует. По тем же данным [5], на приподнятых участках рельефа ложка змиевские глины замещаются толщей переслаивающихся глин и песков или пачкой охристых песков с глыбами железистых песчаников. Итак, поскольку змиевские и сивашские слои не имеют границы и первые из них фациально замещаются на приподнятых участках, мы вправе условно отнести сивашскую фауну к змиевским слоям, считая, что она характеризует нижнюю часть разреза полтавской серии. Кроме перечисленных выше причин можно упомянуть также, что сивашская фауна «не вписывается» в литологию отложений (фации, закономерности изменения гранулометрического состава). Сопоставлять залегающие на змиевских глинах новоселовские стекольные пески с сивашскими песками нельзя ни по литологическим, ни по фациальным признакам.

По литологическому и фациальному составу полтавская серия Днепровско-Донецкой впадины разделяется на следующие толщи: песчано-глинистую, песчаную, песчано-алевритовую, глинисто-песчаную и глинистую.

Песчано-глинистая (змиевская) толща состоит из глауконитово-кварцевых песков и зеленовато-серых, темно-буровато-серых глин, иногда с растительными остатками и буроугольными прослойками. К этим слоям приурочена известная змиевская флора, к ним же, вероятно, принадле-

жит сивашская фауна моллюсков, определяющая тем самым возраст толщи (поздний олигоцен).

Змиевская толща формировалась в прибрежных водоемах отступавшего Харьковского моря (мелководные морские, прибрежно-лагунные и озерно-болотные фации).

Обнаженность и распространение рассматриваемых пород менее значительны, чем вышележащих песчаной и песчано-алевритовой толщ полтавской серии. Они отсутствуют по правому берегу р. Оскол у Купянска, ст. Староверовка и Шиповатое, а также по рекам Псел и Ворскла у г. Лебедина и с. Люджа. Обнажения змиевской толщи встречаются по рекам Северный Донец, у г. Готвальд, Уды, Мерла, Ворскла, Олешня и др. Мощность отложений составляет 0,5, в центральных частях депрессий — 10—20 м и более.

Песчаная (новоселовская) толща представлена кварцевыми, преимущественно мелкозернистыми, иногда среднезернистыми песками, местами с редкими маломощными прослоями песчаников и глин. В депрессиях Днепровско-Донецкого грабена пески гумусированные, углистые, нередко с прослоями бурых углей и лигнита. Первоначально углистость замечается в нижней части разреза, но если подошва полтавской серии понижается еще на 5—10 м, то углистым оказывается весь разрез. В Валковском, Нововодолажском и Готвальдовском районах появление углистости наблюдается с отметки подошвы серии около +100 м.

Наряду с мономинеральным кварцевым составом отличительной особенностью новоселовских песков является малое содержание в них примесей минералов красителей (ильменита, рутила и др.), а также глинистой составляющей (местами) и кварцевых зерен размером менее 0,1 мм. Глауконит в них практически отсутствует, за исключением единичных зерен в отдельных пробах. На некоторых участках указанные особенности песчаных пород могут изменяться с появлением алевритистых и глинистых разновидностей, содержащих заметное количество тяжелых минералов. Тем не менее песчаная толща четко выделяется в разрезах и является продуктивной на бурые угли, высокосортные стекольные и формовочные пески. К новоселовской толще относятся и слои с ручейниками района пос. Высокий (Зеленый Гай), с. Киселевка и др., а также слои с пресноводной миоценовой фауной с. Новопетровцы. С этими отложениями могут быть сопоставлены разрезы полтавской серии Донбасса, содержащие часов-ярские огнеупорные глины. Контакт с нижележащими отложениями четкий. Песчаная толща подстилается змиевскими глинами или глауконитово-кварцевыми песками.

Рассматриваемые отложения представлены фациями кварцево-песчаных осадков пристрежневых частей русел равнинных рек и фациями кварцево-песчано-глинистых осадков стариц равнинных рек. Это подтверждается характером косой слоистости, относительно более крупным зерновым составом песков, положением в разрезе (ниже фации прирусловых отложений), признаками континентального генезиса (углистость и др.), динамическими диаграммами гранулометрического состава, составленными И. С. Романовым [8]. В депрессиях области грабена новоселовская толща выражена преимущественно фациями кварцево-песчаных растительно-детритовых осадков стариц и расширенных русел рек, а также фациями озер и торфяных болот.

Отложения новоселовской толщи распространены значительно шире нижележащей змиевской толщи, обнажаясь по рекам Ольховатка, Мжа, Берестовая, Орчик, Мерла, Ворскла, Псел, Северный Донец и их притокам у сел Новоселовка, Черемушная, Берестовеньки, Охочее, Люджа, Староверовка и др. Мощность отложений на северо-восточном борту впадины составляет 15—20 м, в грабене на склонах депрессий — 30, а в центральных частях — до 50 м и более.

Песчано-алевритовая (краснокутская) толща сложена кварцевыми алевритистыми песками, песчанистыми алевритами, маршалитами, часто каолинистыми, местами с редкими маломощными прослоями песчаников и кварцевых мелко- и среднезернистых песков. В депрессиях грабена эти

отложения углистые, местами с прослоями бурых углей. Эта часть разреза полтавской серии продуктивна на циркониево-титановые россыпи и очень мелкие, тонкие и пылевидные формовочные пески.

Краснокутская толща представлена фациями кварцево-песчаных рудоносных осадков русловых отмелей и речного пляжа, что подтверждается тонкой диагональной и очень мелкой волнистой слоистостью пород «корзиночки», а также положением в разрезе (выше пристрежневой фации), более мелкой зернистостью по сравнению с нижележащими отложениями. В депрессиях области грабена отмечаются преимущественно фации кварцево-песчаных рудоносных осадков озерного мелководья и пляжа, фации кварцево-песчаных осадков зарастающих озер и торфяных болот. Часть разреза краснокутской толщи представлена, вероятно, эоловыми и водно-эоловыми образованиями.

Нижний и верхний контакты толщи очень четкие. Смена гранулометрического состава отложений устанавливается визуально. Отложения краснокутской толщи широко распространены, обнажаясь в бассейнах рек Северный Донец, Мерла, Ворскла, Псел, в окрестностях городов Краснокутска, Харькова, у сел Новая Одесса, Козиевка, Люджа, Михайловка, Новоселовка, Новая Сечь и в других местах. Мощность отложений на северо-восточном борту Днепровско-Донецкой впадины — 10 м, на склонах депрессий — 20, а в их центральных частях — 40 м и более.

Глинисто-песчаная (просиновская) толща выражена кварцевыми разнотернистыми глинисто-каолинистыми песками, местами с прослоями кварцевых железистых песчаников, редко — песчаных глин. На высоких водоразделах кварцевые пески в верхней части разреза часто сцементированы до каолинистых песчаников. В депрессиях грабена эти отложения фациально замещены пестрыми глинами и песчано-углистыми породами (фации озер и торфяных болот). Просиновская толща представляет фации глинисто-кварцево-песчаных осадков прирусловых валов, приречной зоны пойм, глинистых и кварцево-песчаных осадков пойменных озер. Эта толща продуктивна на глинистые разновидности формовочных песков и частично на строительные пески.

Отложения просиновской толщи менее широко распространены и на значительной площади размыты. Они обнажаются по рекам Ольховатка, Берека, Берестовенька, Орчик, Мерла и др. Мощность отложений 4—10, на склонах депрессий — до 20 м.

К полтавской серии нами отнесена толща пестрых глин (песковская), венчающая полтавскую аллювиальную свиту и представляющая фации глинистых осадков внутренних зон пойм и коры выветривания. Пестрые глины развиты на самых высоких водоразделах, их мощность составляет 0,1—5, в депрессиях грабена — 25 м. Аналогичное строение (снизу русловый аллювий, сверху пестрые глины пойм) имеют расположенные рядом плиоценовые террасы.

Следует отметить, что в глубоких депрессиях области соляной тектоники разрез полтавской серии резко аномальный с появлением в некоторых из них сульфат-карбонатных пород и диатомитов. Отложения этих депрессий, занимающих весьма небольшие площади, представляют преимущественно фации озер и болот.

Сопоставление предлагаемой нами стратиграфической схемы полтавской серии со схемой В. Ю. Зосимовича и др., утвержденной МСК в 1964 г. и используемой в практике геологосъемочных работ, показывает, что предлагаемая схема литологического расчленения полтавских отложений не противоречит схеме посвитного разделения последних. Как уже отмечалось, по схеме В. Ю. Зосимовича нет четкой границы между берекской и полтавской свитами, в связи с чем на северо-восточном борту впадины (города Краснокутск, Богодухов и др.) сильно завышен объем берекской свиты. В монографии [5] мало фактического материала по литологии (нет литологических разрезов через впадину, гранулометрический состав приведен только по трем пунктам из одной депрессии и т. д.) и совсем не рассматривается стратиграфия месторождений полезных ископаемых. Ввиду бедности полтавских отложений палеонтологическими

остатками для решения дискуссионных вопросов их стратиграфии необходимо уделять значительно больше внимание изучению литологии отложений.

Важнейшие закономерности размещения полезных ископаемых полтавской серии связаны с особенностями стратиграфии, литологии отложений, тектоники и геоморфологии территории. Стратиграфическая закономерность характеризуется описанной выше приуроченностью определенных полезных ископаемых к выделенным нами подразделениям полтавской серии. Этой, а также литолого-фациальной и структурно-тектонической закономерностям подчинено изменение гранулометрического состава отложений. Относительно более крупные пески (мелко- и среднезернистые) приурочены к новоселовской толще, а не к периферии полтавского морского бассейна [8]. Поскольку новоселовская толща представлена определенными фациями, а фации зависят от тектоники, то все эти закономерности взаимосвязаны. Важно также отметить, что относительно более крупные пески больше всего распространены в области грабена. Здесь часто встречаются мощные пачки однородных, хорошо отмытых от глины песков (таблица). Под влиянием соляной тектоники в области грабена создавался контрастный палеорельеф, что способствовало резкой дифференциации гидродинамического режима в находившихся здесь озерно-речных водоемах с проявлением в отдельных местах его особой активности. Этим можно также объяснить приуроченность большинства циркониево-титановых россыпей к склонам депрессий. Например, Лебединская россыпь приурочена к склону депрессии (компенсационный прогиб), возникшей при образовании Синевского соляного штока, Краснокутская и Нововодолажская — к склонам депрессий, связанных с Карайкозовским, Колонтаевским и Валковским соляными штоками, и т. д. В центральных частях депрессий заслуживающие внимание россыпи не установлены.

Сущность литолого-фациальной закономерности состоит в том, что полезные ископаемые полтавской серии приурочены к определенным фациям и зонам фациального замещения отложений. Циркониево-титановые россыпи представляют фации озерного мелководья, озерного и речного пляжа, а также приусловых отмелей. В ряде мест наблюдается фациальный переход безуглистых рудоносных кварцевых алевритистых песков в углистые пески с линзами бурых углей (Нововодолажская россыпь).

Стекольные пески относятся к фациям кварцево-песчаных растительно-детритных осадков стрежневых и пристрежневых частей расширенных русел равнинных рек, а также нормальных русел рек, возможно, озер.

Структурно-тектоническая закономерность заключается в том, что полезные ископаемые встречаются в определенных структурных частях Днепровско-Донецкой впадины. Например, высокосортные стекольные пески широко развиты в области грабена, причем не повсеместно, а тяготеют к склонам (краевым частям) депрессий. Как уже указывалось, здесь пески отличаются лучшей гранулометрической однородностью и содержат углистое вещество [3]. Вероятность встречи месторождений таких песков на бортах впадины весьма незначительна. Месторождения бурых углей встречаются только в депрессиях грабена. Большинство месторождений циркониево-титановых россыпей приурочено к склонам депрессий.

Геоморфологическая закономерность обуславливается постоянством высотных отметок продуктивных горизонтов вокруг депрессий, а также вдоль северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины и изменением их вкrest структур. Например, кровля высокосортных стекольных песков в районе сел Новоселовка, Просяное, Новая Водолага, Черемушная, Берестовенька, Охочее находится на отметках +128, +133 м, редко — немного выше (с. Охочее). К центрам депрессий наблюдаются понижения кровли песков, но в этом направлении они становятся сильно-углистыми, не стекольными.

Результаты анализа кварцевых песков полтавской серии

Место взятия проб (номер скважины)	Толща	Интервал опробования, м	Химический состав, %					Механический состав (в %) по фракциям, мм				
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	П. п. п.	>0,8	0,8—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1
с. Новоселовка, область Днепровского грабена (10)	Краснокутская	24,7—26,0	Не опр.	0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0	0	0,21	37,67	62,12
		26,0—27,15	»	0,08	»	»	»	0	0	5,85	33,65	60,50
	Новоселовская	27,15—28,20	»	0,04	»	»	»	0	2,13	44,07	51,94	1,86
		28,20—29,75	»	0,04	»	»	»	0	0,37	33,07	65,79	0,77
с. Черемушная, область Днепровского грабена (136)	»	32,0—33,0	99,49	0,01	0,13	0,01	0,08	0,2	6,1	61,5	30,6	1,6
		33,0—34,0	99,5	0,01	0,16	0,01	0,10	0,5	9,9	50,7	37,2	1,7
		34,0—35,0	99,3	0,01	0,10	0,02	0,21	0,3	6,1	37,3	53,9	2,4
с. Люджа, северо-восточ- ный борт ДДВ (52)	Краснокутская	18,0—19,5	93,68	0,39	3,66	0,75	1,27	0	0,07	0,09	0,57	99,27
		19,5—21,0	97,29	0,18	1,57	0,27	0,95	3,09	5,49	2,37	42,72	46,33
	Новоселовская	25,5—27,0	99,21	0,10	0,40	0,02	0,17	1,40	10,67	64,75	21,68	1,50

По мере удаления от области грабена в сторону Воронежской антеклизы наблюдается повышение отметок кровли и подошвы продуктивных толщ полтавской серии. В связи с тем что эти отметки очень близки к отметкам современной топографической поверхности, в указанном направлении на некотором удалении от грабена происходит эрозионное выклинивание полтавских отложений [1, 3]. Россыпи также подчинены геоморфологической закономерности, что позволяет с помощью анализа отметок современной топографической поверхности и мощностей надполтавских отложений отбраковывать участки размыва продуктивных горизонтов и выбирать под поиски оптимальные площади.

* * *

Полтавская серия Днепровско-Донецкой впадины по литологическим признакам подразделяется на следующие толщи (снизу вверх): песчано-глинистую (змиевскую), песчаную (новоселовскую), песчано-алевритовую (краснокутскую), глинисто-песчаную (просяновскую), глинистую (песковскую).

Возраст отложений полтавской серии — поздний олигоцен — миоцен. Граница между олигоценом и миоценом проводится по подошве новоселовской толщи. Полтавские отложения представлены континентальными фациями, за исключением части змиевских слоев.

Закономерности размещения полезных ископаемых полтавской серии обусловлены особенностями стратиграфии, литологии отложений, тектоники и геоморфологии района. Бурые угли встречаются только в области Днепровского грабена. Высокосортные стекольные пески приурочены к новоселовской толще области грабена. Они тяготеют к склонам компенсационных депрессий. Кварцевые пески этой территории характеризуются также лучшей гранулометрической однородностью, часто хорошо отмыты от глины и высокоперспективны в качестве формовочного материала лучших марок. Циркониево-титановые россыпи связаны с краснокутской толщей и также тяготеют к склонам депрессий, но в небольших концентрациях встречаются и за их пределами.

Литература

1. Гречишников А. Т. Песчаники и каолины междуречья Десны и Сейма//Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. XII. Ч. III. М.: Недра, 1973. С. 12—16.
2. Гречишников А. Т. К геологии бережской свиты Днепровско-Донецкой впадины//Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 6. С. 1408—1409.
3. Гречишников А. Т. К вопросу об условиях образования и перспективах Новоселовского месторождения стекольных песков//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1981. Т. 197. С. 62—68.
4. Зосимович В. Ю., Ключников М. Н., Носовский М. Ф. О схеме стратиграфического расчленения палеогеновых отложений платформенной части УССР//Геол. журн. 1963. Т. XXIII. № 6. С. 41—50.
5. Зосимович В. Ю. Оligоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 165 с.
6. Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины//Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 1. С. 175—178.
7. Ремизов И. Н. Граница палеогеновой системы и критерии установления ее в Днепровско-Донецкой впадине и смежных регионах//Тектоника и стратиграфия. 1975. Вып. 7. С. 31—38.
8. Романов И. С. Геология и условия образования циркониево-титановых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1976. 176 с.

ПГО «Южургеология»,
Харьков

Поступила в редакцию
27.V.1985

УДК 552.181 : 551.762 (235.216)

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

БЕБЕШЕВ И. И.

Проведено терригенно-минералогическое районирование Ферганской и Восточно-Ферганской впадин в юрское время путем изучения вещественного состава отложений. Установлены источники сноса и прослежена их эволюция во времени и пространстве.

Южный Тянь-Шань, в нашем понимании, включает Центральный Таджикистан, Ферганскую и Восточно-Ферганскую впадины. Юрские отложения вышеуказанных районов с давних времен привлекают внимание геологов, так как с ними связаны многие осадочные полезные ископаемые, среди которых прежде всего следует отметить уголь, нефть, газ, россыпи. Имеющиеся работы по характеристике отложений рассматриваемого региона посвящены как общим, так и частным вопросам стратиграфии и тектоники [1, 2, 4, 18, 20, 21, 24, 25, 31]. Данные по вещественному составу крайне ограничены. Наиболее полные исследования проведены В. А. Бабадаглы, А. Джумангуловым [3]. Однако эти исследования ограничиваются главным образом описанием состава терригенных минералов, не затрагивая вопросов генезиса минеральных ассоциаций и их связи с источниками сноса [3].

Перед автором стояла задача — на основе литолого-фациального и минералого-петрографического изучения юрских отложений установить древние питающие провинции, направление сноса и пути транспортировки обломочного материала, а также эволюцию состава питающих провинций и седиментационных бассейнов в пространстве и во времени. Решение этих задач имеет как теоретическое, так и практическое значение.

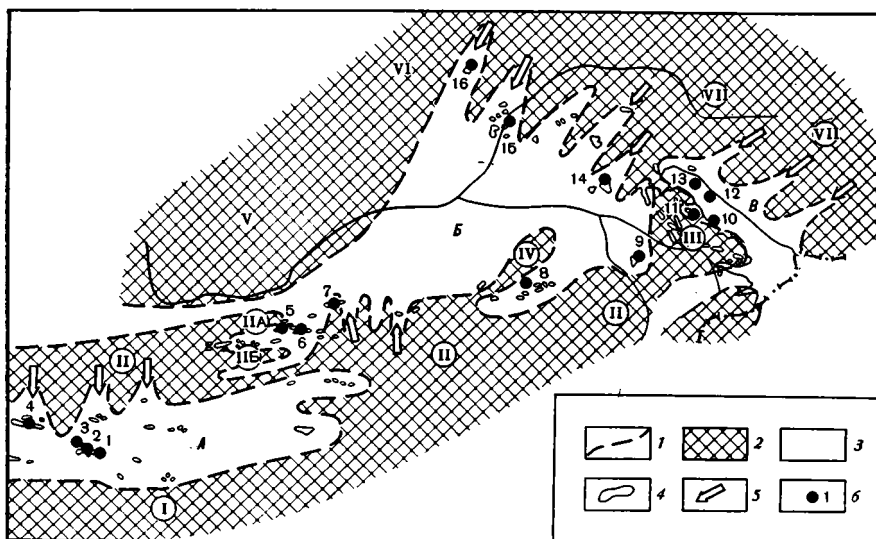
В настоящей статье излагаются результаты изучения юрских отложений Центрального Таджикистана, Ферганской и Восточно-Ферганской впадин. Эти исследования являются частью комплекса работ по выяснению юрской истории геологического развития юго-востока Средней Азии, которые проводятся сотрудниками лаборатории осадочных формаций ГИН АН СССР под руководством чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеева.

Юрские отложения Центрального Таджикистана выполняют современные мезозойские впадины, которые в настоящее время в виде тектонических пластин залегают среди палеозойских пород. Наиболее крупными среди них являются Фан-Ягнобская, Кштут-Зауранская, Шинг-Магианская. Они представляют собой реликты крупной межгорной единой Зеравшанской впадины, простиравшейся с востока на запад между древними поднятиями Гиссара и Туркестана (фиг. 1).

В пределах Восточной Ферганы отложения юрского возраста имеют субмеридиональное простирание и в виде широкой полосы прослеживаются от месторождения Кубмель на севере до Кунсайского района (КНР) на юге. Ими сложен современный Восточно-Ферганский хребет. И наконец, в пределах Ферганской депрессии они обнажаются по его горному обрамлению. В сторону центральной части впадины отложения юрского возраста погружаются под верхнемезозойско-кайнозойские образования, где (по геофизическим данным) они залегают на глубине 10 000 м и более (фиг. 1).

В тектоническом отношении изученные впадины приурочены к Урало-Тянь-Шаньскому орогенному (дейтрогенному) поясу [10, 28].

Литологически юрские отложения представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми



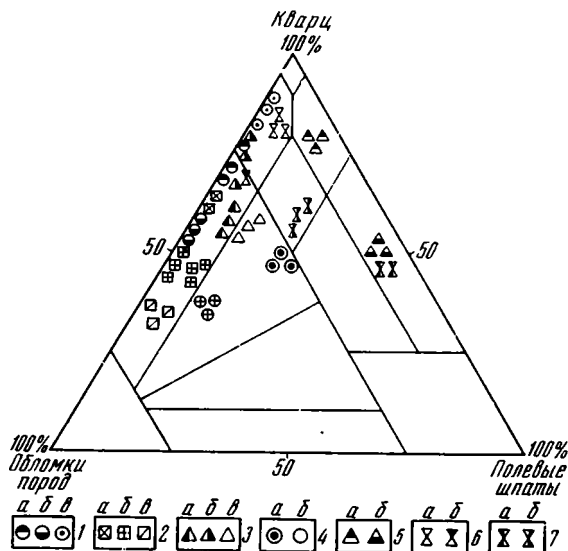
Фиг. 1. Палеоморфоструктурная карта юрского рельефа

1 — примерные контуры палеоподнятий; 2 — основные палеоподнятия (I — палео-Гиссар, II — палео-Туркестан, III — Ясинский палеоводораздел, IV — палео-Карачатыр, V — палео-Чаткал, VI — палео-Курамин, VII — палео-Нарынская суша); 3 — юрские седиментационные впадины (А — палео-Зеравшанская, Б — палео-Ферганская, В — палео-Восточно-Ферганская); 4 — современные контуры выходов юрских отложений; 5 — основные направления сноса терригенного материала; 6 — изученные обнажения: 1 — Рават, 2 — Рават-I, 3 — Джижикрут, 4 — Шинг-Магиан, 5 — Шураб, 6 — Самаркандек, 7 — Гузан, 8 — Кизыл-Кия, 9 — Ирису (Алдыяр), 10 — Карашура, 11 — Бештерек, 12 — Кок-Кия, 13 — Туяк, 14 — Маркай, 15 — Таш-Кумыр, 16 — Аркит

аргиллитами и углями. В генетическом отношении они представляют собой сложно построенный комплекс, состоящий из чередования аллювиальных, озерно-болотных и озерных отложений. Закономерное чередование перечисленных выше генетических типов отложений приводит к образованию элементарных циклов и их морфологических разновидностей. Выделяются две группы элементарных циклов: аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные. В зависимости от характера аллювия (горный, горно-равнинный и равнинный) выделяются различные морфологические разновидности. Детальное литолого-фациальное и минералогическое изучение юрских отложений как данного региона, так и смежных территорий, с учетом изменения характера элементарных циклов и их морфологических разновидностей позволило отчетливо выделить три этапа, отвечающих макроциклам (подформациям), каждый из которых соответствует крупной стадии геотектонического развития региона и характеризуется определенным возрастным интервалом. Они отличаются друг от друга групповым составом растительных сообществ [1, 2], климатом, характером обстановок осадко- и угленакопления, вещественным составом и другими частными признаками.

Первый макроцикл соответствует нижней юре — аллену, второй — байос — бату, третий — келловее. Отложения оксфорда, кимериджа и титона в этих впадинах отсутствуют. Формирование отложений первого и второго макроциклов происходило в гумидных условиях, а при формировании отложений третьего макроцикла наблюдается некоторое изменение климата в сторону его аридизации, в связи с чем породы приобретают красноватую окраску.

При выделении минеральных ассоциаций использована классификация В. Д. Шутова [32]. В результате проведенных исследований в разрезах трех макроциклов установлены различия в их вещественном составе и выделены терригенно-минеральные ассоциации, характерные для отдельных частей рассматриваемого региона. Они различаются между собой количественным соотношением породообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов и обломков пород), а также их морфо-



Фиг. 2. Вещественный состав юрских песчано-гравийных пород Тянь-Шаня 1 — Зеравшанская впадина; 2—5 — Ферганская впадина (2 — южный борт, 3 — восточный, 4 — северо-восточный, 5 — северный); 6, 7 — Восточно-Ферганская впадина (6 — Кок-Кия, Туюк, 7 — Бештерек, Карашура); а — песчаники и гравелиты первого макроцикла; б — второго; в — третьего

логическими особенностями. При изучении обломочного кварца нами принята классификационная схема А. Г. Коссовской, с учетом дополнений, сделанных в последующих работах [16, 17]. В этих работах наиболее ярко отражены генетические аспекты, связанные с исследованием различных морфологических типов кварца. Большое значение для восстановления областей сноса имело изучение особенностей минералов легкой и тяжелой фракций, а также первичного глинистого цемента.

Анализ вещественного состава песчано-гравийных пород позволил выделить среди отложений юрского возраста 17 терригенно-минеральных ассоциаций. Одни ассоциации связаны между собой постепенным переходом, другие меняются очень резко. Их вещественный состав показан на диаграмме (фиг. 2).

ЗЕРАВШАНСКАЯ ВПАДИНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

В юрских отложениях Центрального Таджикистана формировались три ассоциации: кремнекlastито-кварцевая, олигомиктово-кварцевая и кварцево-граувакковая (фиг. 2).

Кремнекlastито-кварцевая ассоциация характеризует конгломераты и гравелиты аллювиального генезиса первого макроцикла разрезов Джижикрут, Рават, Пасруд. Для нее характерно повышенное содержание кварца, которое колеблется от 80 до 90%. Представлен кварц двумя морфологическими разновидностями — седиментационным (переотложенным) и эффузивным. Наиболее распространен первый тип. Второй тип кварца присутствует в виде единичных зерен. Содержание обломков пород незначительно и колеблется от 10 до 20%. Среди них встречаются мелкозернистые кремнистые и кварцево-сланцевые сланцы. Как правило, они слабо окатаны. Очень редко встречаются обломки эффузивов. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, турмалин, гранат, рутил, ильменит. Циркон и турмалин представлены окатанными и полуокатанными разновидностями. Из глинистых минералов встречаются каолинит и гидрослюда полиморфной модификации 2M₁, заимствованной из окружающих кор выветривания. Хлорит присутствует в виде примеси.

Олигомиктово-кварцевая ассоциация установлена в аллювиальных и озерно-болотных отложениях второго макроцикла. Она

характеризуется содержанием кварца до 70—80, обломков пород — до 25—30%; наряду с вышеописанным типом обломков в этой ассоциации появляются обломки алевролитоглинистых и глинистых сланцев, обогащенные органическим веществом.

Органическое вещество присутствует в виде неправильных сгустков, жилок или тонко рассеяно по всей породе. Оно обычно лишено первичной структуры, но в отдельных обломочных частицах иногда удается различать мелкий растительный детрит. Текстура алеврито-глинистых и глинистых пород сланцеватая, реже беспорядочная: степень окатанности зерен различная, но преобладают полуокатанные формы. Акцессорные минералы представлены окатанными и полуокатанными зернами циркона, турмалина и рутила. Из аутигенных минералов встречаются пирит в виде неправильных зерен и стяжений, обычно сопровождаемых гидроокислами железа. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой.

Кварцево-граувакковая ассоциация установлена в аллювиальных осадках третьего макроцикла в тех же разрезах.

В отличие от предыдущих ассоциаций она отличается повышенным содержанием обломков пород (до 40%) и уменьшением кварца (до 55%). Среди зерен кварца наряду с переотложенной разновидностью появляются оплавленные зерна бипирамидальной формы с корродированными заливчатыми ограничениями. В незначительном количестве в данной ассоциации появляются полевые шпаты (до 5%), среди которых наряду с калиевыми разностями встречаются зерна плагиоклаза. Обломки пород аналогичны составу вышеописанной ассоциации, однако здесь наблюдается появление обломков эффузивных пород. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, турмалином. Кроме того, встречаются зерна ильменита, сфена, эпидота. Разнообразнее становятся глинистые минералы, среди которых наряду с гидрослюдой появляются хлорит и смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового состава. Каолинит встречается только в отдельных образцах, где его содержание весьма незначительно.

ВОЗМОЖНЫЕ МАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ

Анализ состава обломочного материала дает основание считать, что наиболее вероятными материнскими породами при формировании вышеописанных ассоциаций являлись палеозойские осадочные (алевролитоглинистые, кремнисто-глинистые и др.) и эффузивные комплексы, располагавшиеся в пределах палео-Туркестанского поднятия. При этом следует особо подчеркнуть, что в пространстве и во времени как петрографический состав, так и палеогеография размываемых площадей не оставались постоянными.

В частности, этим комплексом, по всей видимости, являлись породы верхнепалеозойской формации, представленные чередованием разнообразных кремнистых, глинисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых, кварц-слюдистых сланцев, яшм, различного типа осадочных образований (от углистых алевролитов и аргиллитов до песчаников), которые по вещественному составу аналогичны установленным минеральным ассоциациям [30].

Повышенное содержание кварца в составе первой ассоциации и наличие среди акцессорных минералов устойчивых разностей (циркон, турмалин, рутил) связано с тем, что размыву подвергались породы вышеуказанного комплекса, характеризовавшиеся значительной выветрелостью.

В процессе формирования второй ассоциации в область денудации были вовлечены главным образом отдельные горизонты осадочных комплексов, состоящие из чередования алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Подобный комплекс пород в настоящее время присутствует в составе верхнепалеозойской флишовой формации, где он образует отдельные пачки мощностью до 100—140 м. В настоящее время он спорадически развит на территории Турке-

станского хребта [30]. Можно предположить, что в прошлом он был широко распространен в пределах палео-Туркестанского поднятия.

В составе третьей ассоциации наряду с обломками осадочно-метаморфических пород, широко представленных в предыдущих минеральных ассоциациях, появляются обломки эффузивных пород и зерна эффузивного кварца. Очевидно, это связано с некоторыми изменениями, происходившими в источниках сноса. Среди последних в область денудации были вовлечены отложения, обогащенные обломками эффузивных пород. Ими, по всей видимости, явился верхнепалеозойский флишоидный комплекс следующего состава: кварц — 40—60%, полевые шпаты — 10—20% и обломки эффузивных пород — 15—20% [30]. В настоящее время он распространен по северному обрамлению впадины, в пределах структуры Мечетли. Это подтверждается также составом акцессорных минералов третьей ассоциации и вышеописанного осадочного комплекса. Последние представлены цирконом, турмалином, сфеном, эпидотом и др.

Следовательно, в процессе формирования минеральных ассоциаций в разрезах палео-Зеравшанской впадины источниками сноса являлись главным образом кремнисто-терригенная флишоидная формация палеозойского возраста, вещественный состав которой, как было отмечено выше, аналогичен составу минеральных ассоциаций. Кроме того, периодически в область осадконакопления вовлекались породы, обогащенные обломками эффузивов основного состава такого же возраста. Указанные комплексы были широко распространены в пределах палео-Туркестанского и частично — палео-Гиссарского поднятия. Они широко развиты и в настоящее время. Обращает на себя внимание отсутствие продуктов размыва гранитоидных массивов в составе юрских отложений палео-Зеравшанской впадины, располагавшихся на севере и пользовавшихся широким распространением в пределах палео-Гиссара. Все терригенное вещество выносилось древними реками на юг, в сторону Афгано-Таджикского седиментационного бассейна. В настоящее время продукты разрушения гиссарских интрузивных комплексов фиксируются во всех разрезах, расположенных на юго-западных и южных склонах Гиссарского хребта [6, 7].

Это обстоятельство связано с рядом причин: наиболее объективными, по нашему мнению, являются следующие. Первая из них заключается в отсутствии продуктов разрушения гранитоидных массивов в юрских разрезах палео-Зеравшанской впадины, связанные с отсутствием древней речной сети в пределах северных склонов Гиссарского палеоподнятия. Последние, видимо, характеризовались предельной выровненностью. На них, начиная с нижней и до средней юры включительно, росла древесная растительность. Она, вероятно, являлась основной причиной, воспрепятствовавшей образованию речной сети. Подтверждением вышесказанного является наличие небольших по размерам озерных и озерно-болотных водоемов, в отложениях которых практически отсутствуют осадки аллювиального генезиса. Примером такого озерного водоема может служить Зидды, где полный разрез юрских отложений составляет всего 80—90 м. В то же время в центральной части палео-Зеравшанской впадины мощность юрских отложений достигает 900 м.

Второй причиной является то, что первоначальные размеры палео-Гиссара были значительно шире, чем показано на всех существующих палеогеографических картах (фиг. 2) [6, 27, 28]. Соответственно реки, дренировавшие палео-Гиссарское поднятие, не захватывали гранитоидных массивов и размывали палеозойские осадочные комплексы, которые, по-видимому, располагались по северному склону палео-Гиссара.

ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

В составе юрских отложений Ферганской впадины выделяется ряд районов, отличающихся по вещественному составу минеральных ассоциаций. Эти различия обусловлены прежде всего петрографическим фоновым размываемых площадей. Ниже приведено краткое порайонное описание.

Южный борт впадины. В юрских отложениях данного района установлены четыре минеральные ассоциации (фиг. 2): три ассоциации приурочены к разрезам Шураб, Самаркандек, Гузан и одна — к разрезу Ирису (Алдыяр).

Олигомиктово-кварцевая ассоциация установлена в отложениях первого макроцикла на всей площади Южной Ферганы. Она отличается повышенным содержанием кварца, достигающим 75%, среди которого доминируют зерна изометрической формы с волнистым угасанием и включением циркона, турмалина, апатита (60—70%). На втором месте стоит метаморфический кварц (15—20%). Содержание осадочно-седиментационного кварца не превышает 10%. Обломки состоят из следующих групп пород: кремнистых, кварц-сланцев, алевро-глинистых и глинистых. Содержание их достигает 35%. Кремнистые обломки состоят из тонкоагрегатной халцедоновой массы с едва заметной тончайшей слоистостью, которая обусловлена присутствием рассеянного органического вещества. Во многих обломках наблюдаются округлые включения лучистого или агрегатно-поляризующего халцедона, образовавшиеся по остаткам радиолярий. Подобные образования А. Г. Коссовская относит к фтанитам [17]. При увеличении содержания глинистого вещества они переходят в глинистые фтаниты [33]. Данный тип обломков пород чрезвычайно развит в разрезах Южной Ферганы. Алевро-глинистые и глинистые обломки являются постоянными компонентами среди прочих обломков пород юрских отложений горного обрамления Ферганской депрессии. Обломки эффузивных пород редки и встречаются в виде отдельных единичных зерен. Из акцессорных минералов наиболее распространены рудные минералы: магнетит, ильменит, а также циркон, гранат, сфен, лейкоксен. Слюдистые минералы представлены коричневым и зеленовато-бурым биотитом и мусковитом. Из глинистых минералов встречается каолинит и гидрослюда. Аутигенные минералы представлены пиритом и сидеритом.

Олигомиктово-кварцевая ассоциация с повышенным содержанием обломков пород распространена в отложениях второго макроцикла. По вещественному составу она напоминает первую ассоциацию. Характерной особенностью ее являются повышенные содержания обломков осадочных пород, среди которых доминируют алевролиты, мономиктовые песчаники, глинистые сланцы. На их долю выпадает до 70% от общего содержания обломков пород. Их количество в этой ассоциации составляет 40—50%, т. е. столько же, сколько и содержание кварца. Как и во всех описанных выше ассоциациях, полевые шпаты не обнаружены. Из акцессорных минералов характерны циркон, гранат, реже турмалин, встречаются также магнетит и ильменит. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

Ассоциация кварцевых граувакк характерна для озерных и аллювиальных отложений третьего макроцикла разрезов Шураб, Самаркандек, Гузан. Для нее характерно наличие кварца (30—40%), обломков пород (50—60%) и полевых шпатов (0—10%); среди обломков пород резко увеличивается содержание кремнистых сланцев, для которых характерны сферические образования размером 0,02—0,1 мм, представленные халцедоном. Очевидно, большая часть их является остатками радиолярий. Кроме того, встречаются обломки глинистых, алевро-глинистых сланцев и мономиктовых песчаников средней стадии метаморфизма. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, гематит, лимонит, магнетит, ильменит, в небольшом количестве присутствуют сфен и гранат.

Среди глинистых минералов наиболее распространены гидрослюда, монтмориллонит, хлорит и смешанослойная фаза гидрослюда-монтмориллонитового состава. Каолинит встречается в виде примеси.

Кварцево-граувакковая ассоциация с повышенным содержанием обломков эффузивных пород установлена в отложениях третьего макроцикла разрезов Ирису (Алдыяр). Содержание обломков пород и кварца в ассоциации примерно одинаковое (кварц со-

ставляет 50%, а обломки пород — до 45%). В незначительном количестве присутствуют полевые шпаты. Они составляют не более 5%. Среди кварца преобладают зерна чистого, без включений или с редкими, обычно линейно ориентированными мельчайшими газово-жидкими включениями, заимствованными в результате разрушения эффузивных пород. Кроме того, встречаются жильный и осадочно-седиментационный кварц. Обломки пород в основном представлены кислыми и основными эффузивами. В незначительном количестве присутствуют кремнистые сланцы.

Из акцессорных минералов наиболее распространены циркон и турмалин. В незначительном количестве присутствуют анатаз, брукит, эпидот, апатит и пирит. Данная ассоциация отличается повышенным содержанием гематит-лимонита, магнетита, ильменита и лейкоксена.

Среди аутигенных минералов встречаются пирит и барит. Глинистые минералы представлены хлоритом, гидрослюда, в виде примеси присутствует каолинит.

Как было отмечено выше, выделенные в юрских разрезах Южной Ферганы минеральные ассоциации характеризуются относительной выдержанностью на площади.

Анализ состава минеральных ассоциаций с вещественным составом областей сноса приводит нас к выводу, что вероятными материнскими породами явились разнообразные осадочно-метаморфические и эффузивно-осадочные образования, петрографический состав которых близко напоминает состав минеральных ассоциаций.

В частности, при формировании первой ассоциации наиболее вероятными источниками сноса являлись главным образом различные осадочные породы (кремнистые, глинисто-кремнистые, кварц-серицитовые сланцы и др.). Среди палеозойских образований известна мощная толща, состоящая из чередования алевролитов, аргиллитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, состав которых тождествен составу первой минеральной ассоциации. В настоящее время эти породы в виде узкой полосы прослеживаются в пределах Туркестанского хребта [23].

Обращает на себя внимание повышенное содержание в составе первой ассоциации обломков пород, что является не очень характерным для отложений первого макроцикла не только для данного района, но и для всей Средней Азии. Как правило, осадки первого макроцикла обогащены кварцем, т. е. они характеризуются мономиктовостью. В ряде случаев содержание кварца достигает 95% [6, 7, 28]. Это, видимо, связано с тем, что в пределах данного района размыту подвергались относительно свежие породы. Литолого-фациальные и палеогеографические исследования показали, что отдельные участки территории Южной Ферганы в предюрское время жили достаточно активной тектонической жизнью, что препятствовало формированию выветрелых горизонтов.

Вторая ассоциация отличается от описанной выше несколько повышенным содержанием обломков пород, среди которых преобладают алевроито-глинистые, глинисто-карбонатные сланцы и песчаники. Это, вероятно, обусловлено тем, что в течение формирования второй минеральной ассоциации в область осадконакопления были включены главным образом осадочные образования, представленные глинистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами и песчаниками, т. е. в это время размывался песчано-глинистый осадочный комплекс. Подобным комплексом могли быть силурийские образования, которые развиты в районе Туркестанского хребта [23]. Об этом красноречиво свидетельствует их идентичный состав.

Третья ассоциация отличается от двух предыдущих повышенным (до 60%) содержанием обломков пород, среди которых значительно преобладают кремнистые сланцы. Такая резкая смена вещественного состава третьей минеральной ассоциации связана с изменением характера источников сноса, где были широко развиты породы, характеризовавшиеся большим содержанием кремнистых разностей. Ими могли быть верхнепалеозойские образования с повышенным содержанием кремнистых по-

род, обогащенных спикулами кремнистых губок и раковин радиолярий [30].

В разрезах Ирису (Алдыяр) третья ассоциация становится более граувакковой за счет резкого увеличения обломков эффузивных пород. По составу они соответствуют комплексу эффузивных пород среднего и основного состава нижнедевонского возраста, встречающихся в настоящее время в нижнедевонских отложениях Туркестано-Алсейской зоны [23].

Из краткого описания вещественного состава минеральных ассоциаций видно, что петрографический состав размываемых площадей не оставался постоянным, а менялся как в пространстве, так и во времени. Смена петрографического состава фиксируется в юрских отложениях Южной Ферганы формированием минеральных ассоциаций, характеризующихся различным вещественным составом. Каждая такая смена соответствует определенному этапу тектонического развития района и отражает специфику петрографического фона областей сноса.

Восточный борт впадины. При характеристике разрезов Восточной Ферганы наряду с собственными данными нами использованы материалы О. Г. Лариной и др. [20]. Объектом исследований явились разрезы Кок-Янгакского угольного месторождения. В составе юрских отложений в этом районе выделены три минеральные ассоциации: олигомиктово-кварцевая, олигомиктово-кварцевая с повышенным содержанием обломков (характерны для отложений первого и второго макроциклов) и полевошпат-кварцевая (установлена в составе третьего макроцикла). По составу первые две ассоциации отличаются друг от друга лишь количественным содержанием обломков пород (от 20 до 30% в первой ассоциации и от 30 до 40% во второй). Кроме того, во второй ассоциации появляются полевые шпаты — от 10 до 15%.

Наиболее распространен прозрачный, без включений, трещиноватый тип кварца. В меньшем количестве присутствует кварц с удлинёнными зернами, вытянутыми по оси *С*. Он также прозрачен и лишен включений. Кварц изометричной формы с включением циркона, турмалина, апатита встречается в виде единичных зерен. Обломки пород представлены кремнисто-серицитовыми сланцами, кварцитами, яшмами. Обломки яшм состоят из пелитоморфного раскристаллизованного кремнезема, иногда с остатками радиолярий. Из слюдистых минералов присутствуют биотит, *хлорит, в незначительном количестве мусковит. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и каолинитом.

Состав третьей, полевошпат-кварцевой ассоциации несколько отличается от первых двух. Это отличие заключается в уменьшении (до 40—50%) содержания кварца и увеличении (до 20%) полевых шпатов. Содержание обломков пород не превышает 35%. В отличие от предыдущих ассоциаций заметно увеличиваются зерна «струйчатого» кварца с включениями циркона и апатита. Среди обломков пород распространены яшмы и кварциты. Кроме того, в данной ассоциации появляются обломки микрогранитов и эффузивных пород. Из акцессорных минералов встречаются ильменит, лейкоксен, циркон, гранаты, турмалин, эпидот, титансодержащие минералы. Разнообразен состав глинистых минералов. Наряду с каолинитом и гидрослюдой появляются хлорит, монтмориллонит и смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового состава.

Анализ состава минеральных ассоциаций дает основание предполагать, что в процессе их формирования участвовали различные материнские породы. В частности, в составе двух первых ассоциаций, как было отмечено выше, принимают участие преимущественно кварц и обломки различных пород. Весьма специфичен состав акцессорных минералов, среди которых развиты наиболее устойчивые их разновидности — циркон, турмалин, рутил, гранат, а среди глинистых минералов — каолинит и гидрослюда. Обращает на себя внимание отсутствие в составе ассоциаций фемических минералов — роговой обманки, пироксенов и

других минералов, широко распространенных среди палеозойских пород. Все они относятся к группе нестойких компонентов, встречающихся в осадочных породах значительно реже и в меньших количествах, чем так называемые стойкие минералы. А. Г. Коссовская [17] считает, что их отсутствие связано с процессами видоизменения первичного обломочного материала за счет естественного отбора — уничтожения нестойких минеральных компонентов и накопления стойких. Данный процесс может протекать в двух различных условиях: на стадии выветривания палеозойских пород и в процессе катагенеза [17].

В нашем конкретном случае уничтожение нестойких минеральных компонентов происходило на стадии выветривания доюрских образований. Процессы катагенеза здесь выражены слабо. К основным источникам сноса следует отнести филлитовые, кремнистые, кварцево-слюдистые и другие сланцы, прорванные гранитами. Подобный комплекс развит среди пород среднепалеозойского возраста [10]. При этом в течение формирования первой ассоциации размыву подвергались наиболее выветрелые горизонты, а к началу накопления второй ассоциации в область денудации вовлекались горизонты менее выветрелых пород.

Третья ассоциация отличается от первых двух появлением в ее составе полевых шпатов и более разнообразным набором акцессорных и глинистых минералов. Подобная смена вещественного состава минеральных ассоциаций обусловлена изменением петрографического состава размываемых площадей. Наряду с описанным выше комплексом, роль которого резко сокращается, размыву стали подвергаться интрузивные комплексы. В настоящее время они распространены ограниченно. Надо полагать, что в момент формирования третьей ассоциации они были широко развиты в областях денудации.

Северо-восточный борт впадины. В юрских отложениях Северо-Восточной Ферганы в отличие от других районов наблюдается резкое увеличение аркозовости за счет вовлечения в область осадконакопления собственно магматических пород, что подтверждается составом минеральных ассоциаций.

Полевошпат-кварцевая ассоциация характерна для осадков первого и второго макроциклов разреза Ташкумыр. Ей свойственны следующие содержания, %: кварца — 70—75, полевых шпатов — 20—25, обломков пород — до 10. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми разновидностями.

Зерна полевых шпатов в ряде случаев полностью замещены кальцитом. В этом случае в породе резко увеличивается количество обломков пород, что при неправильной интерпретации может привести к ошибочным генетическим выводам.

Кварц представлен изометрично-пластинчатой разновидностью, часто с включениями акцессорных минералов. Обломки пород состоят из кремнистых и глинистых сланцев. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, турмалин, гранат, сфен, эпидот, магнетит. В этой части разреза, кроме того, описаны дистен, цоизит, лейкоксен [3]. Глинистые минералы состоят из гидрослюда и каолинита.

Аркозовая ассоциация установлена в аллювиальных отложениях третьего макроцикла разреза Ташкумыр. Для нее характерны содержания, %: кварца — 40—50, полевых шпатов — 40—60. Количество обломков пород не превышает 5%. В целом по вещественному составу данная ассоциация отличается от вышеописанной лишь повышенным содержанием полевых шпатов и уменьшением количества обломков пород. Среди глинистых минералов встречаются гидрослюда, хлорит, монтмориллонит. Каолинит присутствует в виде примеси.

Из краткой характеристики вещественного состава минеральных ассоциаций видно, что они отличаются от всех описанных выше повышенным содержанием полевых шпатов (особенно в третьем макроцикле), среди которых наиболее распространен ортоклаз. Плагиоклазы встречаются в меньшем количестве и относятся к олигоклазу. Кварц представлен главным образом «изверженным» типом, для которого характер-

но отсутствие следов окатанности. Специфичен состав акцессорных минералов, среди которых встречаются циркон, лейкоксен, турмалин, магнетит и др.

Таким образом, по вещественному составу ассоциация ближе всего напоминает состав гранитоидных пород. Видимо, ими явился гранитоидный массив, располагавшийся в пределах палео-Курамино-Чаткала, который по составу напоминает описанные выше ассоциации [15]. Параллельно с размывом интрузивных комплексов в область седиментации в это время поступал материал с осадочно-метаморфических комплексов.

В дальнейшем в процессе формирования третьей ассоциации интенсивность размыва интрузивных комплексов резко возрастает. Роль метаморфических пород становится ничтожной, а в ряде случаев они вообще отсутствуют.

Северный борт впадины. Наиболее полно юрские отложения были изучены по разрезу Аркит (фиг. 1). Кроме собственных данных нами были использованы материалы В. А. Бабадаглы и А. Джумангулова [3]. В отложениях юрского возраста выделено две ассоциации: кварцевограувакковая и полевошпат-граувакковая с повышенным содержанием обломков эффузивных пород. Первая ассоциация наиболее ярко представлена в аллювиальных и озерных отложениях нижней и средней юры (первый и второй макроциклы). Ее формирование протекало в условиях гумидного климата. Вторая ассоциация установлена в аллювиальных отложениях верхней юры (третьего макроцикла). Она формировалась при аридизации климата. Вещественный состав минеральных ассоциаций Северной Ферганы в значительной степени отличается от предыдущих. Это отличие обусловлено несколько повышенным содержанием полевых шпатов (до 30%) и обломков пород (до 20%) при общем уменьшении содержания кварца, составляющего не более 60%. Полевые шпаты представлены весьма разнообразными разновидностями — ортоклазом, микроклином, альбитом. Среди них присутствуют как серицитизированные и пелитизированные зерна, так и относительно свежие. Из обломков пород наиболее распространены кремнисто-серицитовые сланцы и кварциты. В незначительном количестве появляются обломки эффузивов андезитового состава, а также кислых и ультраосновных пород, представленные микрогранитами и микропигматитами. Акцессорные минералы чрезвычайно разнообразны. Наибольшим распространением среди рудных минералов пользуется ассоциация магнетит — ильменит — лейкоксен. Среди устойчивых минералов встречаются гранит, сфен, дистен, ставролит. Из умеренно устойчивых минералов следует упомянуть лишь эпидот и цоизит. Из группы весьма устойчивых минералов присутствуют циркон и турмалин. Среди глинистых минералов встречаются гидрослюда, каолинит, хлорит. Подобный вещественный состав характерен для отложений первого и второго макроциклов.

По разрезу состав ассоциаций меняется, эти изменения связаны с резким увеличением обломков эффузивных пород кислого и основного состава. Обращает на себя внимание некоторое уменьшение в содержании данной ассоциации полевых шпатов.

Акцессорные минералы идентичны описанной выше ассоциации. Различие заключается в резком уменьшении содержания магнетита и ильменита.

Весьма разнообразен состав глинистых минералов. Среди них встречаются каолинит, гидрослюда, хлорит, вермикулит, смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового состава, палыгорскит (?). Данная ассоциация устойчиво выделяется в отложениях третьего макроцикла.

Приведенный материал свидетельствует о том, что среди материнских пород размыву подвергались разнообразные по петрографическому составу палеозойские образования. В частности, при формировании первой ассоциации размывались осадочно-метаморфические и интрузивные комплексы, не подвергшиеся значительным процессам выве-

тривания. Ими являлись палеозойские гранитоидные массивы и осадочно-метаморфические комплексы палео-Чаткал-Курамина. Этому не противоречит состав минералов легкой и тяжелой фракций [14, 15].

В процессе формирования второй ассоциации произошли существенные изменения, вызванные появлением в источниках сноса разнообразных эффузивных комплексов кислого и основного состава. Судя по составу обломков пород, они сопоставимы со спиллитами, порфиритами, дацитами и другими эффузивными комплексами, которые в настоящее время развиты в пределах современных горных хребтов.

ВОСТОЧНО-ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Этот бассейн седиментации характеризуется специфическим комплексом кластогенного материала. Разнообразие источников сноса нашло свое отражение даже на такой ограниченной территории, какой является Восточно-Ферганская впадина. В ее пределах выделяются два района, резко отличающиеся по вещественному составу.

В разрезах, тяготеющих к Талас-Ферганскому разлому, формировались кремнекластито-кварцевая (первый макроцикл) и кварцево-граувакковая (второй макроцикл) ассоциации. Они по вещественному составу очень близки; различие их состоит в увеличении обломков пород от 5—15 (в составе первого макроцикла) до 30—40 (во втором) при почти полном отсутствии полевых шпатов (фиг. 1, 2).

Наиболее распространен седиментационно-осадочный тип кварца. В незначительном количестве присутствует эффузивный кварц. Весьма разнообразны обломки пород. Здесь встречаются алеврито-глинистые, глинистые, кремнистые сланцы средней стадии метаморфизма. В обломках глинистых сланцев отчетливо наблюдается микрослоистость. В основной массе встречаются зерна кварца. В незначительном количестве присутствуют обломки кислых эффузивных пород.

Слюды представлены биотитом и мусковитом. Среди аксессуарных минералов встречаются устойчивые разности — циркон, турмалин, ставролит, из глинистых — гидрослюда и каолинит.

Несколько иной состав юрские отложения имеют по восточному склону Яссинского водораздела. Различие вещественного состава выражается в увеличении их полимиктовости. В частности, по разрезам Бештерек, Карашура, Карашура-I в отложениях первого макроцикла установлена *мезомиктово-кварцевая ассоциация*, которая имеет следующий состав, %: кварц — 50—60, полевые шпаты — 20—30, обломки пород 15—20 (см. фиг. 1, 2). Среди кварца встречаются зерна неправильно-изометрической формы с мельчайшими игольчатыми включениями рутила, апатита. Вторым по значению типом является чистый, встречаются зерна с редкими, обычно линейно-ориентированными, мельчайшими газово-жидкими включениями.

В незначительном количестве присутствует переотложенный осадочный кварц. Среди полевых шпатов встречаются плагиоклаз и калиевые разности. Как правило, значительная часть полевых шпатов полностью замещена глинистым материалом либо кальцитом. В первом случае их изменение связано с источником сноса, а во втором — с изменениями в самих юрских бассейнах седиментации, происходящими в процессе катагенеза.

Состав плагиоклазов беден и характеризуется присутствием в основном кислых (ниже № 20) разностей. Это обусловлено как составом материнских пород, так и процессами постседиментационных изменений. Среди обломков пород присутствуют кислые и основные эффузивы, кремнистые сланцы, кварциты. В ассоциации встречается большое количество гидратированного биотита. Аксессуарные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом, магнетитом, ильменитом, ставролитом, сфеном, апатитом.

По разрезу мезомиктово-кварцевая ассоциация сменяется граувакково-аркозовой. Эта смена обусловлена уменьшением (до 40—60%) кварца и резким увеличением (до 50%) полевых шпатов. Содержание об-

ломков пород остается постоянным, не превышающим 15%. Среди полевых шпатов наряду с плагиоклазами и калиевыми разностями присутствует микроклин. В этой ассоциации меняется также видовой состав обломков пород, среди которых появляются эффузивные и магматические разности. Акцессорные минералы представлены теми же разновидностями, что и в первой ассоциации. Среди глинистых минералов встречаются гидрослюда и каолинит.

На основании вышеизложенного отчетливо фиксируется резкое различие в вещественном составе минеральных ассоциаций, несмотря на то, что они располагались на относительно небольшом (не более 50—60 км) расстоянии друг от друга. Эти различия прежде всего обусловлены характером материнской породы.

В частности, при формировании кремнекластито-кварцевых и кварцево-граувакковых ассоциаций в устанавливаемых разрезах Кок-Кия, Туюк размыву подверглись главным образом разнообразные осадочные и метаморфические породы, подверженные различной степени выветривания. При этом, судя по характеру обломочной части минералов, легкой и тяжелой фракций, материнские породы располагались в различной удаленности от юрских седиментационных бассейнов. В том случае, если водосборные площади располагаются в непосредственной близости от седиментационных бассейнов, терригенные минералы, как правило, характеризуются слабой окатанностью либо полным ее отсутствием. И наоборот, если источники сноса находятся на значительном удалении от зон аккумуляции, терригенные минералы приобретают ярко выраженные окатанные и полуокатанные формы, что подтверждается длинными путями миграции терригенного вещества. Вышесказанное согласуется с данными палеогеографических реконструкций юрских бассейнов седиментации.

Нам представляется, что кремнекластито-кварцевая и кварцево-граувакковая ассоциации формировались по крайней мере из двух источников сноса. Один из них располагался вблизи от седиментационного бассейна. Им скорее всего был осадочно-метаморфический средне- и верхнепалеозойский комплекс Яссинского водораздела. Вещественный состав данных комплексов, как показали наши исследования, в значительной степени унаследован в разрезах Кок-Кия и Туюк. Вторым источником сноса явились выветрелые комплексы доюрских образований, располагавшихся восточнее Талас-Ферганского разлома и в пределах палео-нарынской суши. Данная область в течение не только юрского, но и мелового времени представляла собой область денудации, где были широко развиты коры выветривания.

Третья и четвертая ассоциации, как было уже отмечено выше, по вещественному составу резко отличаются от первых двух. Это различие заключается в появлении в источниках сноса наряду с осадочными и метаморфическими породами, доля участия которых резко сократилась, магматических и эффузивных пород. Судя по вещественному составу минеральных ассоциаций, таковыми могли быть кислые и основные эффузивы в одном случае, а также комплекс гранитоидных пород — в другом. В настоящее время аналогичные комплексы в составе близлежащих поднятий отсутствуют. Не исключено, что в прошлом они были развиты в районе Яссинской антиклинали. Допустить, что источником сноса данных ассоциаций служили гранитоидные и эффузивные массивы, располагавшиеся на значительном расстоянии от юрских бассейнов, трудно. В этом случае, учитывая большой путь транспортировки, следовало бы ожидать более или менее хорошей сортировки и окатанности минералов как легкой, так и тяжелой фракции. Однако это нашими исследованиями не подтверждается. Очевидно, ответ на эти вопросы требует дальнейших, более детальных исследований.

Приведенный материал по вещественному составу юрских отложений свидетельствует о том, что их формирование происходило при различных тектонических режимах, климатических условиях и при размыве чрезвычайно разнообразных по петрографическому составу комплексов

пород. Как видно из треугольной диаграммы (фиг. 2), почти во всех разрезах наблюдается общая закономерность, которая выражается увеличением полимиктовости юрских отложений вверх по разрезу, что отражается увеличением контрастности тектонических движений. На треугольных диаграммах последние соответствуют перемещению фигуративных точек состава песчано-гравийных пород из верхней мономиктовой части треугольника к нижней полимиктовой его половине, т. е. к основанию [26]. Данная тенденция является отражением геологических событий, которые соответствовали предюрскому и юрскому этапам осадконакопления. После завершения герцинской складчатости территория юго-востока Средней Азии, включая исследованную нами территорию и смежные регионы, вступила в новый этап своего развития — выравнивания герцинских горных сооружений. Наличие площадного развития кор выветривания под юрскими отложениями свидетельствует об интенсивности процессов химического и физического выветривания с образованием в ряде случаев бокситов в пределах этого огромного региона [5, 8, 9, 12, 19]. По мнению этих исследователей, возраст кор выветривания устанавливается как средне-верхнетриасовый.

С раннеюрского времени начинается новый этап в развитии Средней Азии. Он выражается в резкой активизации тектонических процессов, заложении первых речных долин и отдельных седиментационных впадин. Основным поставщиком терригенного вещества в эти седиментационные бассейны являлись главным образом предюрские коры выветривания, что доказывается вещественным составом отложений первого и второго макроциклов, представленных главным образом кварцем, содержание которого достигает 90%, а также устойчивыми ассоциациями глинистых минералов, среди которых доминируют каолинит и гидрослюда, а среди акцессорных минералов — турмалин, циркон и рутил. Все это однозначно подтверждает размыв кор выветривания. По размеру наблюдается общая тенденция изменения вещественного состава в сторону увеличения полимиктовости, выраженного в смене терригенно-минеральных ассоциаций, свидетельствующей о том, что в область осадконакопления последовательно вовлекались менее выветрелые, а в ряде случаев — свежие породы. Смена терригенно-минеральных ассоциаций во времени и пространстве является не случайной, а отражает основные этапы тектонической активности не только в пределах изученных районов, но и смежных территорий. Исследования П. П. Тимофеева и др. [27], Б. В. Полянского [22], В. И. Троицкого [29] показали, что они имеют региональный характер и выражаются сменой обстановок осадко- и торфонакопления, групповым составом растительных сообществ [1, 11, 13] и климата.

Первый этап охватывает нижнюю юру и аален и характеризуется заполнением первых речных долин и отдельных седиментационных впадин. Второй соответствует байос-батскому времени, отражает этап относительного затухания тектонических процессов. Данный этап совпадает с максимальным развитием ландшафтов крупных пресноводных озер. Третьему этапу соответствуют активизация тектонических движений и коренная перестройка ландшафтов. В частности, территория Средней Азии к концу третьего этапа превращается в область денудации. Кроме того, с этим этапом связана смена климата от аридного к гумидному. Нет сомнения, что в составе этих крупных ассоциаций могут быть выделены более мелкие минеральные комплексы, распределение которых в разрезе и на площади отразит различные детали истории терригенного осадконакопления в пределах описываемой территории. В нашу задачу входили установление главнейших минеральных ассоциаций и их увязка с общим ходом осадконакопления.

В заключение хотелось бы отметить, что любые исследования, включая стратиграфические, являются неполными без тщательного изучения вещественного состава формаций, которые дают яркое представление о характере эволюции древних питающих провинций, тектонического режима и ландшафтов осадочных бассейнов прошлых геологических эпох.

Литература

1. Алиев М. М., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Никишина В. М. Юрские континентальные отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 188 с.
2. Алиев М. М., Крылов И. А., Генкина Р. З. и др. Юра юга Средней Азии СССР. М.: Наука, 1983. 143 с.
3. Бабадаглы В. А., Джумангулов А. Стратиграфия мезозоя Юго-Западной Киргизии. Т. 1. Л.: Недра, 1968. 223 с.
4. Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов Южного Узбекистана//Тр. Главгеологии УзССР. 1963. Вып. 3. С. 29—45.
5. Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана//Тр. Главгеологии УзССР. 1964. Вып. 2. С. 1—14.
6. Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1970. 140 с.
7. Бебешев И. И., Валиев Ю. Я., Мавлянов С. Р. Главнейшие терригенные минеральные ассоциации юрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта//Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1975. № 2. С. 60—68.
8. Белянкин Л. Ф., Волкова И. Б., Воронцов В. В., Ритенберг М. И. Литологический состав нижнемезозойских угленосных отложений Казахстана//История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. Т. III. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 42—46.
9. Богатырев Б. А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта//Геология и минералогия коры выветривания. Вып. II. М.: Наука, 1971. С. 47—58.
10. Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза//Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 8—16.
11. Буракова А. Т., Микулин М. В., Курбатов В. В. Возрастное деление юрской континентальной толщи Зеравшано-Гиссарской горной области по флористическим данным//Таджикистан. 1973. № 12. С. 45—51.
12. Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана//Тр. IV Междунар. нефтяного конгресса. 1956. С. 279—290.
13. Гомолицкий Н. П. Расчленение юрских континентальных отложений Средней Азии по данным палеоботаники//Сов. геология. 1972. № 8. С. 124—129.
14. Елисеева О. П. Массив аплитовидных гранитов на южном склоне Кураминского хребта//Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1958. Вып. 1. С. 4—16.
15. Елисеева О. П. Акцессорные минералы интрузивных пород юго-восточного склона Кураминского хребта//Тр. ИГЕМ АН СССР. 1957. Вып. 5. С. 46—54.
16. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья//Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 63. С. 3—203.
17. Коссовская А. Г. Граувакки печерской формации//Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 105—193.
18. Каширин Ф. Т., Ибрагимов И. М., Карабалаев К. К. Восточно-Ферганский каменноугольный бассейн, Фрунзе: Илим, 1975. 162 с.
19. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 320 с.
20. Ларина О. Г., Москалев И. П., Азимов П. К. К литологии юрских отложений Ферганской впадины//Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1965. № 4. С. 63—68.
21. Михайлов В. В. Вопросы прогноза угленосности Средней Азии на примере Ферганы и других районов//Тр. Лаб. угля АН СССР. 1956. Т. VI. С. 408—506.
22. Полянский Б. В. Этапы процессов раннемезозойского континентального осадконакопления в Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 47—56.
23. Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. С. 1—254.
24. Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода//Тр. Среднеаз. ун-та. Нов. сер. 1965. Вып. 52. Т. VI. С. 507—516.
25. Сикстель Т. Т. Материалы к палеогеографии Средней Азии в триасе//Тр. Среднеаз. ун-та. 1956. Вып. 63. С. 1—31.
26. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Наука, 1960. 212 с.
27. Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Основные черты развития юрских ландшафтов юго-востока Средней Азии//Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 37—55.
28. Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 274 с.
29. Троицкий В. И. Мезозойская тектоника Средней Азии//Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 18—61.
30. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Фан, 1973. С. 3—153.
31. Шабров Н. В. Новый (Восточно-Ферганский) каменноугольный бассейн в Киргизской ССР и его аналоги в Узбекской и Таджикской ССР//Сов. геология. 1939. Т. 9. № 6. С. 14—25.
32. ШUTOB В. Д. Минерально-петрографическая характеристика грауваккумидной зоны//Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 30—94.
33. Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканические обломочные (псаммитовые) породы Улутаусской свиты//Литология и полез. ископаемые. 1965. № 1. С. 11—22.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
14.V.1986

УДК 553.45'319' (477)

**ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТОЛЩАХ УКРАИНЫ
(ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
И ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ)**

КУРИЛО М. В.

В статье рассматривается роль постседиментационных преобразований осадочных пород в формировании полиметаллической минерализации. Согласно стадиям изменения выделены осадочно-диагенетический, катагенетический и метагенетический типы рудных концентраций, которые характеризуются определенными термодинамическими условиями образования и типоморфными особенностями рудных и нерудных минералов.

В последние годы образования многих так называемых телетермальных и стратиформных месторождений объясняются процессами постседиментационного развития осадочных толщ [11, 18, 19]. Согласно этим представлениям, подавляющее число рудных концентраций в осадочно-метаморфизованных толщах сформировалось в результате первичного накопления вещества на стадии седиментации и последующем перераспределении его в результате процессов литогенеза при активном участии газоводных растворов.

Степень перераспределения первично-осадочных рудогенных элементов находится в прямой зависимости от постседиментационных изменений осадочных толщ. Состав, условия формирования месторождений и типоморфные свойства минералов предопределяются термодинамическими параметрами стадий трансформации и химико-минералогическими особенностями осадков.

В связи с этим нами изучена полиметаллическая минерализация Украины, локализованная в осадочных формациях, которые претерпели различные стадии преобразований в эволюционном ряду: диагенез — катагенез — метагенез [10, 14]. Наиболее благоприятным районом для такого рода исследований является Донбасс, где в породах терригенно-угленосной формации широким распространением пользуется жильная и вкрапленная минерализация метаморфогенного характера. В осевой части бассейна локализованы известные полиметаллические месторождения и рудопроявления, генезис которых в определенной степени дискусионный. Характерной особенностью района является то, что породы претерпели всю гамму различных степеней постседиментационных преобразований, начиная от стадии диагенеза и кончая стадией позднего метагенеза, что позволило проследить изменение условий образования и типоморфных особенностей минералов в зависимости от степени трансформации вмещающих пород. Материал по Донецкому бассейну логично увязывается и дополняется по сульфидным проявлениям ДДВ, Приднестровья и Прикарпатья.

Термодинамические границы стадий литогенеза определены на основании степени углефикации органического вещества методами термобарогеохимии и минералого-геохимическими исследованиями. Стадия катагенеза фиксируется по первому появлению в породах кальцитовых жил, стадия метагенеза — кварцевых жил. Граница между катагенезом и метагенезом отмечается в зоне перехода отощенно-спекающихся углей (марка ОС) в тощие (марка Т).

В зависимости от естественно-исторических преобразований осадочных толщ локализованные в них рудные скопления в соответствии с выделяемыми стадиями трансформации подразделяются на осадочно-диагенетические, катагенетические и метагенетические.

Вопросы диагенеза и диагенетического рудообразования детально разработаны Н. М. Страховым [15]. Основным и решающим фактором диагенетических процессов является разложение органических веществ, обуславливающих возникновение восстановительной обстановки. Параллельно с распадом органического вещества в раствор переходят и находящиеся в осадке в окисной и карбонатной форме Pb, Zn, Cu, Fe и др. При реакции с сероводородом, возникающем в результате сульфатредукции, рудные элементы образуют труднорастворимые сульфиды в виде коллоидных растворов. Неравномерное вследствие этого распределение pH и Eh неизбежно приводит к стягиванию коллоидных частиц в отдельные участки, а отсюда и накопление сульфидов в форме вкрапленностей, стяжений, конкреций. Лучшим доказательством такого типа процессов являются фосфоритовые и карбонатно-глинистые сульфидоносные конкреции Приднестровья и Донбасса, а также стяжения в угленосной толще.

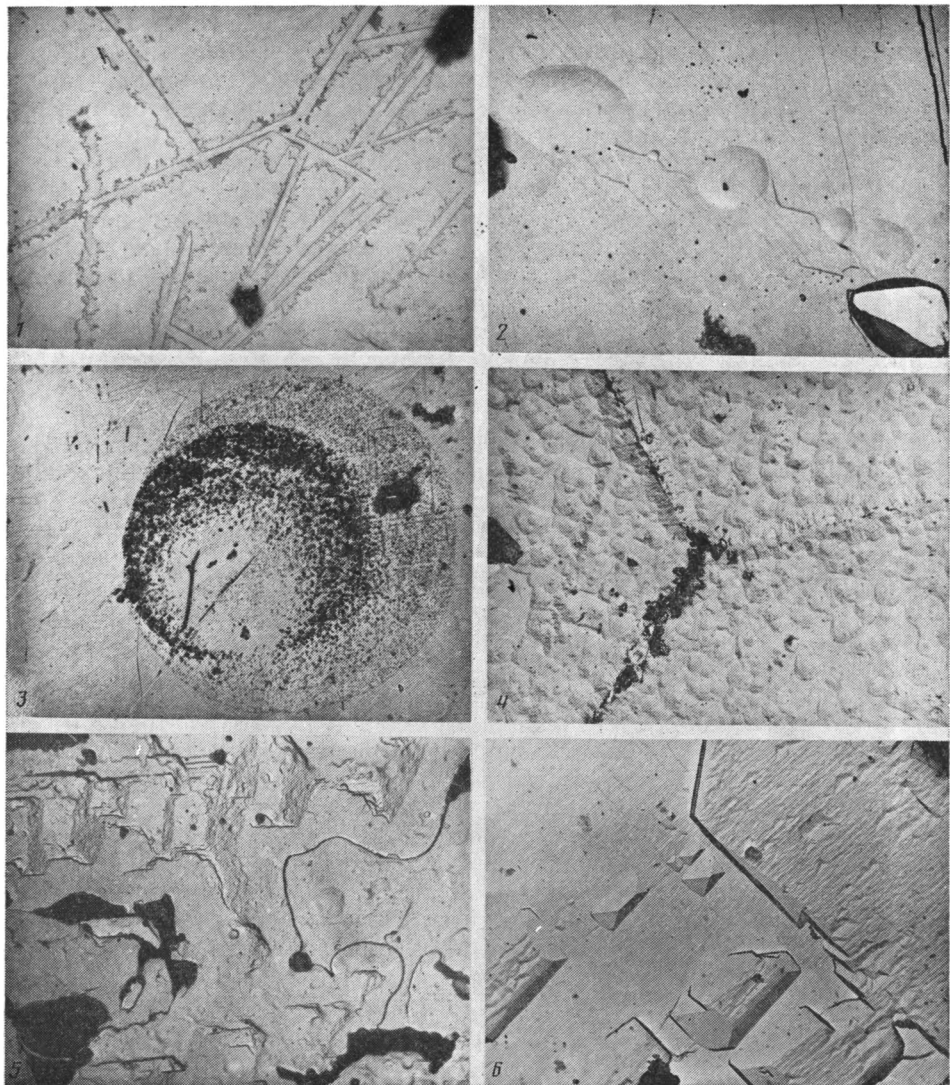
Общегеологическое положение и минералогия этих образований детально исследованы Е. К. Лазаренко, Б. И. Сребродольским [13] и П. В. Зарицким [8]. Отметим только, что диагенетическое происхождение конкреций ни у кого сомнений не вызывает, однако локализованная в них рудная минерализация считается наложенной. Приведем новые данные, свидетельствующие о том, что формирование сульфидных минералов происходило сингенетично конкрециеобразованию.

Нами впервые проведено электронно-микроскопическое изучение внутреннего строения отдельных минеральных индивидов и агрегатов сфалерита, галенита, халькопирита и пирита из указанных образований. Сульфиды локализуются в центральных частях фосфоритовых и карбонатно-глинистых конкреций, нередко выполняя пустоты и трещины синерезиса. Отдельные зерна сульфидов образуют удлинённые выделения вдоль радиальных волокон фосфатного и глинисто-карбонатного вещества. Минераграфическое изучение показало, что сульфиды характеризуются гомогенным внутренним строением и гипидиоморфными сращениями. Электронно-микроскопические исследования выявили однородное внутреннее строение минералов, на фоне которого выделяются реликты колломорфных образований и остатки гелей состава, соответствующего минералу-хозяину, что идентифицировалось по микрофракционным картинам.

С ф а л е р и т. Очень часто в сфалеритах обнаруживаются дендритовидные (фиг. 1)¹ и глобулярные (фиг. 2) выделения, свидетельствующие о кристаллизации сульфида цинка из сильно пересыщенных (коллоидных) растворов. Образование таких выделений можно объяснить консервацией реликтов коагулята на участках нарушенного роста кристаллических индивидов, возможно в зонах дислокаций. Кроме того, на поверхности граней сфалерита наблюдаются массовые выделения мельчайших глобуль ZnS с равномерным распределением по всей однородной массе, причем размеры глобуль колеблются в широких пределах. Формирование таких микроструктур объясняется осаждением заряженных коагулятов на электроды, роль которых играют ранее образовавшиеся грани кристаллов.

Г а л е н и т. Если колломорфные структуры в сфалерите встречаются довольно часто, то редкий в минералогической практике факт нахождения остаточных гелей PbS представляет собой особый интерес, поскольку галенит благодаря своей высокой кристаллизационной способности практически неизвестен в типичных колломорфных агрегатах. Приведенная на фиг. 3 структура образовалась вследствие коагуляции коллоидного раствора и его осаждения на ранее сформировавшиеся индивиды галенита. Сферическая облакоподобная форма свидетельствует о

¹ Микрофотографии выполнены на электронном микроскопе ЭВМ-100Л методом самооттененных угольных реплик со свежего скола минералов. Аналитик В. В. Бурмистрова.



Фиг. 1. Сфалерит из глинисто-карбонатной конкреции Донбасса. Дендритовидные выделения ZnS по микротрещинам в основной массе сфалерита. Увел. 12 500

Фиг. 2. Сфалерит из фосфоритовой конкреции Приднестровья. Глобулярные и каплевидные выделения остаточного поля ZnS на поверхности и по микротрещинам сфалерита. Увел. 15 000

Фиг. 3. Галенит из фосфоритовой конкреции Приднестровья. Капля остаточного геля PbS на одной из граней ранее образовавшегося индивида галенита. Увел. 7800

Фиг. 4. Пирит из угленосной толщи Донбасса. Частично раскристаллизованные почковидные образования пирита с микротрещинами синерезиса, выполненными кальцитом. Увел. 9500

Фиг. 5. Халькопирит из фосфоритовой конкреции Приднестровья. Переход глобулярных образований в кристаллические агрегаты с реликтами капель остаточного геля $CuFeS_2$. Увел. 11 100

Фиг. 6. Пирит из кальцитовой жилы. Дроновская антиклиналь, Донбасс. Идиоморфные выделения висмутита в пирите. Увел. 9400

том, что коллоидный раствор представлял собой эмульсиеобразную жидкость с взвешенными каплями коагулята — PbS.

Пирит и халькопирит. Реликты глобулярного строения устанавливаются и в раскристаллизованных пирите и халькопирите. При этом, как известно, выпавшие коагуляты стареют и подвергаются ряду изменений. Это прежде всего выражается в дальнейшем увеличении кристаллических частиц, их сегрегации в более крупные индивиды. Описываемые соотношения между коллоидными и кристаллическими образованиями представлены на фиг. 4 и 5, где отчетливо прослеживается переход колломорфных образований пирита и халькопирита в явно кристаллические агрегаты того же состава. Наряду с кристаллизацией происходит также и постепенная дегидратация коагулятов, что выражается в появлении трещин синерезиса (фиг. 4). Почковидные образования пирита, частично раскристаллизованные, разбиты радиально расходившимися микротрещинами усыхания, выполненными кальцитом.

Ограничиваясь приведенными примерами, следует особо подчеркнуть такую важную особенность изученных сульфидов, как отсутствие в них микровключений других минералов. Это свидетельствует о том, что кристаллизация сульфидов происходила в условиях единой физико-химической системы в четком соответствии с относительной последовательностью их выделения, что диктуется порогом коагуляции коллоидных растворов, оптимальные условия для образования которых возникают на восстановительном этапе диагенеза [15]. Коагуляция коллоидов и образование рудных скоплений происходили на последующих этапах диагенеза.

На высокую концентрацию растворов указывают также результаты изучения включений минералообразующей среды в сфалерите и кальците из фосфоритовых и карбонатно-глинистых конкреций. В этих минералах установлено наличие только однофазовых жидких включений, однозначно свидетельствующих о холодном характере растворов. Концентрация солей, определенная методом криометрии по NaCl-эквиваленту, составляет 15—20%. В составе газовых компонентов включений резко преобладают такие соединения, как CO и CH₄, указывающие на восстановительную среду минералообразования.

О значительной роли микробиологических процессов в формировании осадочно-диагенетических сульфидов свидетельствуют данные изучения изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S} = +4,6 \div 17,6\text{‰}$). Такое обогащение тяжелым изотопом характеризует серу, возникшую в результате восстановления органическим веществом сульфат-иона седиментационных вод.

В целом, как показали исследования, все изученные сульфиды осадочно-диагенетического генезиса обладают рядом характерных признаков коллоидных образований: почковидным и дендритовидным обликом агрегатов, скрытокристаллическим их строением, присутствием сферолитов, состоящих из остаточных гелей соответствующего состава, отсутствием микровключений других минералов, высокой концентрацией минералообразующих растворов во включениях. На основании приведенных данных устанавливается, что при формировании осадочно-диагенетических рудных скоплений главенствующая роль принадлежит коллоидным растворам.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЯ

Катагенетические изменения пород определяются повышением давления до 1000 атм, температуры до 180°С и увеличением активности и роли подземных газоводных растворов. При термодинамических условиях стадии катагенеза происходит главная фаза нефтеобразования [2], что обеспечивает общность источников, пространственную и генетическую связь катагенетических рудных концентраций и залежей углеводородов.

Процессы катагенеза, с одной стороны, как бы продолжают диагенетические, а с другой — постепенно переходят в метаморфические. Отличием катагенетического минералообразования от диагенетического является формирование рудных концентраций путем перекристаллизации и переотложения сульфидов. При катагенезе происходит литификация и уплотнение пород, миграция седиментационных и поровых растворов из тонкообломочных в грубообломочные разновидности, тем самым способствуя цементации последних карбонатами, сульфатами, сульфидами. Преобразования обломочных компонентов происходят в результате растворения под давлением и путем метасоматического замещения в присутствии поровых и интерстиционных растворов [14].

Переотложение, цементация и метасоматоз осуществляются при значительных изменениях физико-химических параметров, что предопределяет разнообразие минерального состава руд и типоморфных особенностей минералов. Об этом свидетельствуют данные изучения сульфидных и парагенных с ними минералов ряда месторождений и рудопроявлений Донбасса, ДДВ и Прикарпатья, занимающие различное геолого-структурное положение, но образовавшиеся на катагенетической стадии трансформации осадков и характеризующиеся общими генетическими особенностями (табл. 1).

Обращает на себя внимание пестрый и разнообразный состав парагенетических минеральных ассоциаций катагенетических руд — сфалерит + галенит + пирит + марказит + барит + кальцит + ангидрит + + сера + углеводороды, которые, как, правило, встречаются в виде цемента и метасоматической вкрапленности во вмещающих породах, реже в жильной форме. Кварц в рудных парагенезисах отсутствует.

Характерной особенностью внутреннего строения изученных сульфидов является наличие типичных колломорфных микроструктур и явно кристаллических образований с большим количеством микровключений различных минералов (фиг. 6), что свидетельствует об их образовании как из коллоидных, так и из истинных растворов. Геохимическая специализация рудных минералов довольно постоянная для всех изученных объектов. Сфалерит характеризуется низкой железистостью и повышенным содержанием кадмия. Галенит практически не содержит характерных для этого минерала примесей серебра, висмута и сурьмы.

Рассматривая изотопный состав серы (табл. 1), необходимо отметить довольно существенные дисперсии значений $\delta^{34}\text{S}$ в минералах, что отражает сложные и специфические условия их формирования. Наиболее показательным примером в этом отношении является полиметаллическая минерализация в карбонатовых отложениях Бахмутской котловины и Трускавецкое свинцово-цинковое месторождение в Прикарпатье, в образовании которых принимали участие хлоридно-натриево-кальциевые металлоносные рассолы и инфильтрационные сульфатные воды [4, 12]. Только при таком непосредственном контакте различных гидрохимических сред создавался резкий окислительно-восстановительный барьер, способствовавший рудоотложению и формированию пестрого минерального состава руд.

Чтобы показать характерные черты катагенетического минералообразования, кратко приведем данные по Трускавецкому серно-полиметаллическому месторождению. Почти все рудные концентрации, относимые к катагенетическим, в той или иной степени могут быть сопоставлены с этим объектом.

В строении месторождения принимают участие карбонатные песчано-глинистые отложения нижневоротыщенской свиты миоцена, слагающие антиклинальную структуру. Перекрывающие отложения — соленосная верхневоротыщенская свита. Основные рудные минералы представлены скрытокристаллическим сульфидом цинка (брунkitом) и галенитом. В небольших количествах встречаются пирит, халькопирит, марказит. Из нерудных минералов следует отметить самородную серу, гипс, ангидрит, барит, кальцит.

Таблица 1

Некоторые генетические особенности рудных минералов, образовавшихся на катагенетической стадии преобразования осадочных пород Украины

Месторождение или рудопроявление	Минеральная ассоциация	Минерал	Температура образования, °C	Элементы-примеси	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Восточный борт Бахмутской котловины	Сфалерит + галенит + пирит + марказит + халькопирит + барит + кальцит	Сфалерит Пирит » Галенит	145—173 140—200 60—100 115—130	Cd, Hg, Tl Tl, Pb, Co Tl, Pb, Co —	+35,3 +16,8÷+32,2 -27,7÷-34,1 -5,6
Трускавецкое	Сфалерит (брункит) + галенит + пирит + халькопирит + гипс + барит + самородная сера + озокерит	Брункит Галенит Пирит Сера » Гипс H ₂ S-источник SO ₄ -источник	45—110 45—75 100—110 — — — — —	Cd, Mn, Tl, Ga Tl Cu, Tl, Co — — — — —	-0,1÷-0,4 +0,3÷-3,8 +3,5 +5,1÷+14,5 -4,3÷-34,2 +15,7÷+34,2 -14,1÷-31,7 +14,9÷+19,0
Донецкое	Сфалерит + галенит + пирит + марказит + кальцит + барит	Сфалерит Пирит	100—125 —	Cd, Ga, Ge —	-7,3 +16,5
Первомайское (Донбасс)	Пирит + марказит + халькопирит + кальцит + барит	»	110—135	Co, Tl, In	+4,6
Яблунское (ДДВ)	Сфалерит + пирит + барит + кальцит	Сфалерит	150—175	Cd, Ge, Tl	+5,0

Примечание. Температуры образования минералов определены методами гомогенизации и дексепитации газово-жидких включений и на основании значений термоЭДС пирита и галенита. Изотопный анализ серы выполнен в отделе геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР. Аналитик В. И. Власенко. Данные по изотопному составу серы нерудных соединений из Трускавецкого месторождения заимствованы из работы [3].

В этом районе присутствуют нефть, озокерит и другие углеводородные соединения, и поэтому наиболее вероятным будет рассматривать образование свинцово-цинковых руд в тесной связи с формированием углеводородов. В результате катагенеза из пелитовых глинистых осадков выделяется довольно значительное количество водного раствора, из которого впоследствии образуются пластовые водные залежи. В нефтегазоносных районах подземные пластовые воды представляют собой хлоридные щелочно-земельно-натриевые рассолы и обычно являются контурными водами нефтяных месторождений [5]. В процессе трансформации осадков в водные растворы переходили и адсорбированные ионы рудных элементов. Кроме того, термальные рассолы выщелачивали тяжелые металлы и ряд других компонентов из окружающих пород, унаследованно обогащенных свинцом, цинком, медью и др. Таким образом, к началу рудоотложения характеризуемые термальные растворы были обогащены компонентами, которые встречаются в минеральных ассоциациях Трускавецкого месторождения и где в настоящее время обнаружено присутствие нагретых металлоносных рассолов с минерализацией до 400 г/л.

В зоне месторождения образовывались геохимические барьеры двух типов — сероводородный и сульфатный. Их возникновение было вызвано концентрацией сероводородного газа в апикальной части антиклинали и присутствием галогенных пород гипсоангидритового состава. Процесс формирования месторождения начинается с момента проникновения металлоносных рассолов в область разгрузки — свод антиклинальной структуры. Здесь происходит обогащение рассолов сероводородом, который и вызвал осаждение растворенных металлов в виде гелей.

В области циркуляции инфильтрационных сульфатных вод из рассолов выпадали барит, целестин, ангидрит и другие сопровождающие минералы. Вместе с рудными и нерудными компонентами происходило осаждение самородной серы. При этом формирование ее приурочено к двум стадиям: восстановительной и окислительной. В первую стадию сера формировалась за счет восстановления сульфат-иона по схеме $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ = \text{S}_{\text{тв}} + \frac{3}{2}\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$ одновременно с сульфидообразованием до момента полного геологического раскрытия структуры. Вторая генерация серы образовалась за счет окисления сероводорода во время раскрытия структуры, т. е. при свободном доступе кислорода, по схеме $\text{H}_2\text{S} + \frac{1}{2}\text{O}_2 = \text{S}_{\text{тв}} + \text{H}_2\text{O}$.

Описанный процесс образования минеральных ассоциаций Трускавецкого месторождения подтверждается изотопно-геохимическими исследованиями (табл. 1). Узкие пределы изотопных отношений и обогащение серы сульфидов легким изотопом свидетельствует об участии в рудообразовании сероводорода нефтяных залежей. Широкие пределы колебаний $\delta^{34}\text{S}$ элементарной серы обусловлены ее образованием на разных стадиях и в результате различных процессов. Самородная сера, образовавшаяся в результате восстановления сульфат-иона, обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}\text{S} = +5,1 \div +14,5\text{‰}$), а сера, сформировавшаяся при окислении сероводорода, — легким изотопом ($\delta^{34}\text{S} = -4,3 \div -34,2\text{‰}$).

Изотопный состав углерода кальцита, находящегося в ассоциации с самородной серой, брункитом и галенитом, имеет значение $\delta^{13}\text{C}$ от -20 до -30‰ , что соответствует изотопному составу углерода нефти. Вероятно, в образовании кальцита принимал участие углекислый газ, выделившийся в результате реакции сульфат-иона с органическими соединениями по схеме $\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ = 2\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$.

Подобный механизм формирования катагенетических сульфидных концентраций, их связь с нефтегазоносными залежами устанавливается во многих других районах СССР и за рубежом, что позволяет говорить о региональном характере описанных процессов.

Приведенные выше данные позволяют наметить следующие типоморфные особенности катагенетических сульфидных минералов: разнообразный и пестрый минеральный состав и присутствие в рудах барита, марказита, углеводородов; развитие в рудных минералах как типичных

колломорфных внутренних микроструктур, так и явно кристаллических гетерогенных с большим количеством микровключений других минералов; наличие повышенных концентраций Cd, Tl, Ga и отсутствие примесей Ag, Sb, As; пестрый изотопный состав S сульфидов и сопутствующих минералов с большими дисперсиями как в сторону обогащения легким, так и тяжелым изотопом; пространственная и генетическая связь рудных концентраций с залежами углеводородов.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ МЕТАГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Метагенез — это глубокие структурные и минералогические изменения осадочных пород в нижней части стратисферы и по своему характеру близкие к начальным стадиям регионального метаморфизма [14]. Стадия метагенеза характеризуется температурами 180—400°С и давлениями 1000—2500 атм. Метагенетические изменения рудоносных осадочных пород обычно сопровождаются интенсивной миграцией рудных и нерудных компонентов, их сегрегацией и собирательной перекристаллизацией. В результате этих процессов возникают жильные и жиллообразные тела, а также обособления крупных метакристаллов сульфидных минералов.

На Украине наиболее ярким представителем метагенетических образований является полиметаллическая минерализация Нагольного кряжа в центральной части Донбасса, которая приурочена к брахиантиклинальным структурам Главной антиклинали. Для месторождений и рудопроявлений характерны жильный и прожилковый типы оруденения, а также скопления метакристаллов пирита и арсенопирита в песчано-глинистых породах. Минеральный состав жил сложный и разнообразный. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, буланжерит, халькопирит, блеклые руды, бурнонит. Нерудные минералы представлены кварцем, анкеритом, сидеритом, дикиитом.

Парагенезисы, образующие в совокупности все полиметаллические жилы Нагольного кряжа, сформировались при температурах 150—400°С и давлениях 500—1700 атм. Состав и термобарические условия формирования минеральных ассоциаций соответствуют их стратиграфическому положению. Наиболее высокотемпературное (250—400°С) Бобриковское мышьяково-полиметаллическое рудопроявление занимает самое нижнее стратиграфическое положение — свиты C_1^4 — C_1^5 . Относительно среднетемпературное (180—300°С) Нижненагольчанское полиметаллическое рудопроявление локализуется в верхних пачках свиты C_1^5 . Самое низкотемпературное (150—250°С) полиметаллическое с сульфосолями Есауловское месторождение приурочено к свите C_2^1 . Если к этому добавить, что Веровское сурьмяное рудопроявление, расположенное на Главной антиклинали западнее Нагольного кряжа, локализовано в породах свиты C_2^2 , а Никитовское ртутное месторождение — в свитах C_2^2 — C_2^3 , то наглядно вырисовывается смена с северо-запада на юго-восток относительно низкотемпературных и менее глубинных месторождений более высокотемпературными и глубинными. В этом же направлении и от северных и южных окраин Донецкого бассейна к центру закономерно возрастает метаморфизм пород углей. Если на западе угли и породы находятся на катагенетической стадии развития (угли марок Д, Г, Ж, К, ОС), то в юго-восточной — на метагенетической (угли марок Т, ПА, А). Из вышеприведенных данных следует, что стратиграфическое положение различных рудных ассоциаций, условия их формирования, метаморфизм вмещающих пород и углей тесно связаны между собой единой термодинамической обстановкой погружающейся толщи, что и наложило отпечаток на параллельность изменения указанных факторов. Если справедливо такое предположение, то мы вправе применить метод палеогидрогеологической реконструкции к Донецкому каменноугольному бассейну, претерпевшему за свою долгую историю элизионный и инфильтрационный этапы развития.

На элизионном этапе (карбон — нижняя пермь) происходило непрерывное мелкоциклическое накопление толщи преимущественно углисто-глинистых осадков вместе с основными рудогенными элементами, которые находились в различных формах и состояниях (механические примеси, сорбированные, в виде соединений). Постепенное, с небольшими перерывами, погружение на большие глубины способствовало увеличению гидростатического и литостатического давления и сильному нагреванию седиментационных вод и отжимавшихся поровых растворов. Вследствие этого на глубоких горизонтах образовался бассейн подземных минерализованных вод, движение которых было затруднено, поскольку в разрезе представлены практически водонепроницаемые глинистые породы.

Первичная зональность состава этих растворов, обусловленная вертикальной зональностью термодинамической обстановки и совпадающими с зонами метаморфизма пород и углей, соответствует гидрохимическому профилю подземных вод в битуминозных породах [5]. Эти глубинные воды обычно обогащены Pb, Zn, Cu, Li и другими элементами даже при их кларковом содержании в породах. Поскольку концентрация рудных элементов во вмещающих породах Нагольного кряжа в несколько раз превышает кларковые [7], то естественно ожидать, что и в подземных газоводных растворах они должны были находиться в повышенных количествах.

Горизонтальная гидрохимическая зональность подземных вод Донбасса согласуется с вышеотмеченной метаморфической зональностью. С северо-запада на юго-восток происходит закономерная смена гидрокарбонатно-кальциевых, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых вод сульфатно-натриевыми, сульфатно-хлоридно-натриевыми и хлоридно-натриевыми [6].

Инфильтрационный этап. В конце палеозоя осадконакопление прекратилось и нисходящие движения сменились на восходящие. Вместе с формированием складчатости начали образовываться разломы и разрывы, в связи с чем сразу же улучшились условия для достижения подземных растворов, особенно в местах сочленения структур различных направлений (поперечных поднятий куполов). Образование крупных трещин и куполов обусловило необратимое адиабатическое расширение растворов, их смешение с метеорными водами, что в свою очередь привело к выпадению рудных компонентов.

Рассмотренные представления о механизме формирования полиметаллических жил Нагольного кряжа полностью отражены в генетических особенностях как рудных, так и нерудных минералов. Эффектом необратимого адиабатического расширения, а значит малоинтенсивным тепло- и массообменом между гидротермальными растворами и вмещающими породами объясняется слабое развитие или отсутствие околожильных метасоматитов в рудных жилах. Согласно данным П. Ш. Тулмина и С. П. Кларка [17], основную роль в осаждении рудных элементов в процессе адиабатического расширения играет не столько охлаждение, сколько падение давления, в результате чего происходит вскипание растворов.

Термобарогеохимическое исследование минералов из рудных жил (табл. 2) показало, что главной составляющей включений является углекислота. Она входит в состав газовых и газоводных включений, нередко обособляясь в жидкую фазу. По агрегатному состоянию и насыщенности CO_2 гидротермальные растворы, по данным изучения газово-жидких включений, образуют ряд: гомогенный водно-углекислотный флюид — гетерогенная вскипающая среда — гомогенный слабо насыщенный CO_2 раствор.

Широкое распространение в рудных жилах железисто-магнезиальных карбонатов (сидерита и анкерита) и отсутствие кальцита объясняется именно высоким парциальным давлением CO_2 в гидротермальной системе. Формирование водно-углекислотных флюидов происходило в районах развития разрывных нарушений и куполовидных структур в ре-

Таблица 2

Некоторые минеральные парагенезисы, условия их формирования, изотопный состав углерода и кислорода в рудных жилах Нагольного кряжа

Рудопроявление или месторождение	Парагенетическая ассоциация	Минерал	Температура образования, °C	Давление, атм	Концентрация раствора, %	Состав газов, см³/кг				δ¹³C карбонатов, ‰ (PDB)	δ¹⁸O карбонатов, ‰ (SMOW)
						CO	CH₄	H₂	CO₂		
Бобриково	Кварц + сидерит + арсенопирит + пирит + сфалерит + галенит Кварц + анкерит + галенит + бурнонит	Кварц	253—403	1050—860	2,5—5,8	74	4	20	316	—	—
		Сфалерит	344—356	1500—1700	2,0—9,8	—	—	—	—	—	—
		Сидерит	271—300	1250—800	3,5—8,0	—	—	—	—	—1,6 ÷ —4,8	+22,8 ÷ +27,8
		Кварц	250—275	1000—800	4,5—5,7	32	7	—	76	—	—
		Анкерит	247—260	900—750	3,0—5,5	—	—	—	—	—9,4	—
Острый бугор	Кварц + сидерит + пирит + арсенопирит	Кварц	300—310	1300—1000	3,5—7,0	12	15	10	112	—	—
		Сидерит	285—293	1000	4,8—6,5	—	—	—	—	—5,8	+14,5
Нижний Нагольчик	Кварц + анкерит + сфалерит + галенит	Кварц	215—235	850—700	2,5—5,0	20	1	—	32	—	—
		Сфалерит	254—275	1050	2,0—6,7	—	—	—	—	—	—
		Анкерит	190—205	800	—	—	—	—	—	+1,8	+16,7
Есауловка	Кварц + анкерит + сфалерит + галенит + буланжерит	Кварц	215	700—550	5,0—5,5	15	4	20	15	—	—
		Анкерит	150—195	480—550	2,6—4,0	—	—	—	—	—3,1	+14,3

Примечание. Определение температур образования осуществлялось методом гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, карбонатах и сфалерите. Давление замерялось по плотности углекислоты в газовой-жидких включениях. Анализ газовой составляющей выполнен на хроматографе ЛХМ-8МД. Аналитик Л. Ф. Пассальская. Изотопный состав углерода и кислорода определен в отделе геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР, Аналитики Ф. И. Березовский, И. З. Коростышевский.

зультате проникновения в глубь осадочной толщи богатых кислородом метеорных вод. Это, в свою очередь, приводило к окислению газовых продуктов метаморфических преобразований угленосных отложений (CO_2 , CH_4 и др.) с образованием углекислого газа.

Результаты изучения изотопного состава углерода (табл. 2) показали, что значения $\delta^{13}\text{C}$ жильных карбонатов близки к изотопному составу углерода углекислоты в газовой-жидких включениях ($\delta^{13}\text{C} = -5,0 \div -11,8\text{‰}$) и углекислого газа в современных горных выработках — $\delta^{13}\text{C} = -8,7 \div -9,0\text{‰}$ [1, 9]. Источником углерода с таким изотопным составом могли служить как карбонаты вмещающих пород ($\delta^{13}\text{C} = -2,5 \div -5,1\text{‰}$), так и газовые продукты метаморфических преобразований богатых органикой толщ.

Оценить в количественном отношении роль карбонатного и органического углерода в настоящее время не представляется возможным. Однако, судя по значениям изотопного состава углерода анкерита и сидерита из рудных жил ($\delta^{13}\text{C} = +1,8 \div -9,4\text{‰}$), органическая составляющая углерода играла резко подчиненную роль. При этом количество органического углерода в гидротермальных растворах уменьшается с удалением от тектонических нарушений, о чем свидетельствует утяжеление изотопного состава как углерода жильных карбонатов, так и углекислоты в газовой-жидких включениях в направлении от сводов антиклинальных структур [9].

Обогащение легким изотопом карбонатов в рудных жилах по сравнению с углеродом карбонатов на удалении от тектонических нарушений связан с фракционированием изотопов углерода в процессе образования железисто-магнезиальных карбонатов в условиях повышенных температур и давлений и примесью в гидротермальных растворах CO_2 окисленного органического вещества.

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) карбонатов варьирует от 14,3 до 27,8‰, при этом тяжелым изотопом обогащены наиболее высокотемпературные карбонаты. Приведенные величины $\delta^{18}\text{O}$ характерны для метаморфогенных растворов, разбавленных метеорными водами [16]. Значительная дисперсия значений $\delta^{18}\text{O}$ указывает на открытость системы относительно кислородного обмена в период минералообразования, а также присутствие в системе большого количества метеорных вод, особенно на низкотемпературных стадиях минералообразования.

В пользу метеорно-метаморфогенной концепции формирования рудных жил Нагольного кряжа свидетельствует сходство минерализующих растворов, законсервированных в газовой-жидких включениях, и подземных вод центрального района Донбасса [6]. И те, и другие характеризуются гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым солевым составом, низкой концентрацией (5—10%) растворенных компонентов, кислотной реакцией (pH 7,0—8,8), кислородно-азотно-углекислым составом газовой фазы и повышенными содержаниями Li.

Из других типоморфных особенностей сульфидной минерализации Нагольного кряжа следует отметить: а) непостоянный химический состав рудных минералов, где одни и те же элементы в зависимости от термобарических условий могут выступать в качестве анионов и катионов; б) гетерогенное внутреннее строение рудных минералов с большим количеством микровключений в форме продуктов распада твердых растворов и эпитаксиальных вростков; в) близкий к метеоритному стандарту изотопный состав серы сульфидов.

* * *

Анализ закономерностей сульфидного рудообразования в осадочных формациях Украины показал, что формирование минерализации происходило в строгом соответствии со стадиями постседиментационных преобразований, вызванных процессами диагенеза, катагенеза и метагенеза. Каждому процессу соответствует свой генетический тип руд, которым присущи определенные термодинамические условия образования,

специфические минеральные новообразования, структурно-текстурные особенности, изотопно-геохимические характеристики и другие признаки.

Наличие и состав парагенетических ассоциаций рудных минералов предопределяется первичным химическим составом осадков и стадиями их постседиментационных изменений. Важная роль в процессах ката- и метагенетического рудообразования принадлежит метаморфогенным растворам и метеорным водам.

Рассмотренные генетические признаки сульфидной минерализации в комплексе с геологическими данными могут служить важными минералогическими критериями при оценке перспектив рудоносности осадочно-метаморфизованных толщ.

Литература

1. Белокопъ В. Г., Гнипп Л. Г. Углекислый газ в продуктивных отложениях карбона северо-западной части Донбасса//Геол. журн. 1974. № 3. С. 89—96.
2. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конюхов А. И., Карнющина Е. Е. Роль глин в нефтеобразовании//Сов. геология. 1975. № 3. С. 15—29.
3. Виноградов В. И. Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 5. С. 60—68.
4. Галий С. А., Курило М. В. Типоморфные особенности минералов и условия формирования Трускавецкого свинцово-цинкового месторождения//Геология Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1984. С. 36—46.
5. Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 6. С. 26—39.
6. Гидрогеология СССР. Т. VI. М.: Недра, 1971. 480 с.
7. Горошников Б. И., Курило М. В. О генезисе полиметаллических месторождений Нагольного кряжа//Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981. С. 121—139.
8. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Т. I, II. Харьков: Прапор, 1970. 224 с.; 1971. 176 с.
9. Зинчук И. Н., Калужный В. А., Ширица А. С. Флюидный режим гидротермального минералообразования Центрального Донбасса. Киев: Наук. думка, 1984. 100 с.
10. Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. и др. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 70—82.
11. Карпунин А. М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л.: Недра, 1974. 125 с.
12. Курило М. В., Дзюба С. М., Бурмистрова В. В. Генетическая характеристика сульфидной минерализации из верхнекарбонных отложений восточного борта Бахмутской котловины//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 10. С. 18—23.
13. Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. I. Мінералогія Поділля. Львів, 1969. 345 с.
14. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.
15. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. С. 12—49.
16. Тейлор Х. П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200—233.
17. Тулмин П. Ш., Кларк С. П. Температурные условия рудообразования//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 367—388.
18. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3—23.
19. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15—33.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР, Киев

Поступила в редакцию
3.VI.1986

УДК 549.623.7:551.73 (470.1)

РЕНТГЕНОВСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ХЛОРИТОВ НА ПРИМЕРЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

ГАБЕЛЕВА Д. Я., ЕРЕМЕНКО В. И., МАМОНТОВА Т. П.

На основании данных рентгенодифрактометрического анализа разновозрастных отложений Тимано-Печорской провинции проведена типизация хлоритов, рассчитана их кристаллохимическая формула. Выявлена линейная зависимость между коэффициентом железистости и параметром b . Приведен пример использования такой типизации для генетических построений.

Рентгенодифрактометрическое изучение глинистой фракции пород, проводящееся в процессе поисково-разведочных работ на нефть и газ, свидетельствует о большом структурном разнообразии содержащихся во фракции хлоритов. Они отличаются по соотношению интенсивностей отражений четных и нечетных порядков в ориентированных воздушно-сухих препаратах, по-разному реагируют на насыщение органическими жидкостями и на прокаливание.

Для систематизации большого многообразия хлоритов использовалась вариация двух параметров — коэффициента железистости и показателя замещения кремния алюминием [11].

В качестве основы для расчетов выбрана идеализированная формула хлорита: $(\text{Mg}_{8-x-y}\text{Fe}_y\text{Al}_x)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. По изменению коэффициента железистости $K_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ выделяются три разновидности хлоритов: магнезиальные, магнезиально-железистые и железистые (коэффициент железистости соответственно равен 0—0,25; 0,25—0,75; 0,75—1,0).

Суммарное содержание железа (y) рассчитывалось по установленной Х. Широу [12] линейной зависимости: $b = 9,21 + 0,037 y$. Параметр b находился по положению рефлекса 060, определяемому с помощью метода «рентгеновских косых текстур» [7]. Содержание трехвалентных катионов (x) определялось по уравнению Кепежинскас: $d_{001} = 14,648 - 0,378x$ [5]. Точное значение d_{001} вычислялось по 10-му и 12-му порядкам отражений.

Результаты расчетов приведены в таблице. Даже в ограниченной коллекции образцов величина железистости изменяется в широких пределах и охватывает все три разновидности хлоритов.

При классификации хлоритов по предложенной М. Фостер системе ряд предельных значений замещения кремния алюминием между 2,34 и 3,45 разбивается на три интервала (2,35—2,75; 2,75—3,10; 3,10—3,45), совместив которые с группами хлоритов, выделенных по коэффициенту железистости, получим девять полей (фиг. 1). Как и у М. Фостер, все изученные нами хлориты попали преимущественно в пять полей.

Не всегда удастся получить все параметры, необходимые для расчета кристаллохимической формулы и определения коэффициента железистости. В некоторых случаях имеется возможность снять только рефлекс 060. Для классификации таких хлоритов был построен график зависимости K_{Fe} от параметра b (фиг. 2). Четкая линейная зависимость между этими величинами позволяет легко находить коэффициент железистости и классифицировать хлориты более простым способом.

Такая типизация хлоритов более информативна и позволяет увереннее решать вопросы генезиса. Например, известно, что по суммарному содержанию алюминия в октаэдрах и тетраэдрах можно судить о про-

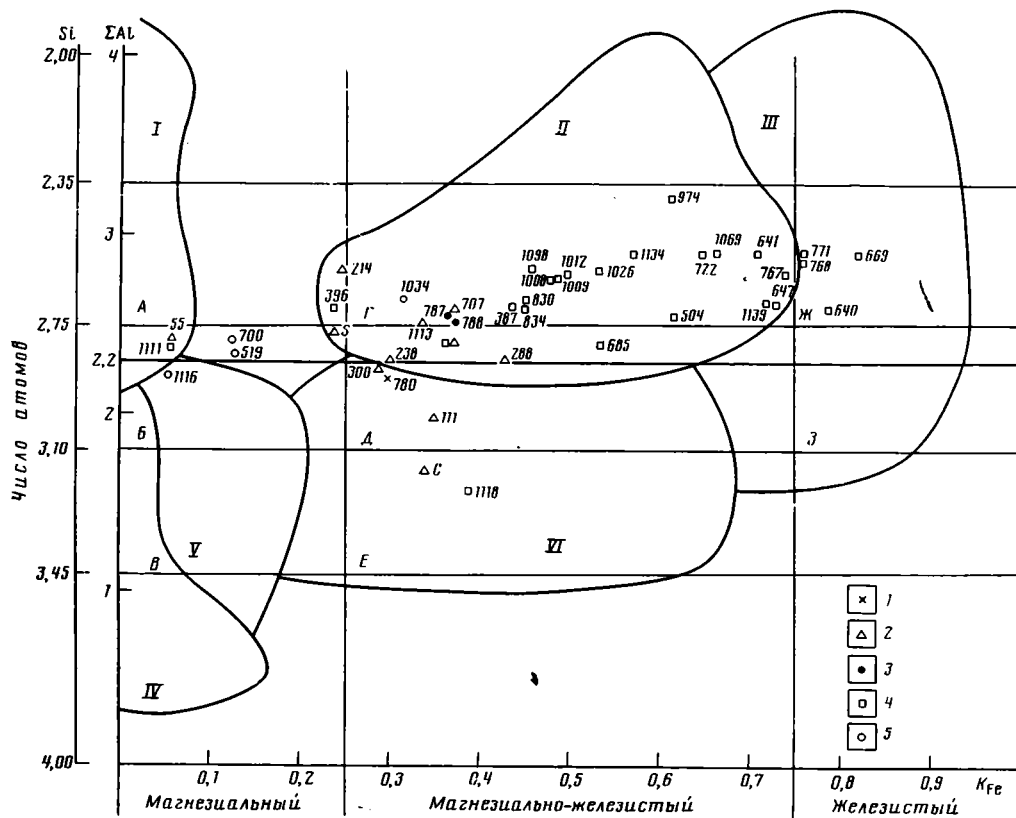
Рентгеновская типизация хлоритов

Образец, №	Интервал отбора образцов, м	Возраст	Порода	d_{001} , Å	b , Å	$x(\text{Al}^{2+})$	$y(\text{Fe}^{2+})$	K_{Fe}	Тип хлорита
1116	2997,0—3000,0	O ₁	Аргиллит	14,23	9,22	1,10	0,32	0,06	Магнезиальный
1111	2230,0—2237,0	D ₃	»	14,19	9,22	1,21	0,32	0,07	
55	1565,0—1571,3	P ₁	Песчаник	14,21	9,23	1,16	0,65	0,13	
519	2862,0—2865,0	O ₁	»	14,20	9,23	1,20	0,60	0,13	
700	3101,0—3109,0	»	Аргиллит	14,16	9,25	1,29	1,14	0,24	
396	1776,4—1782,4	D ₃	Глина	14,18	9,25	1,23	1,14	0,24	
S	1512,2—1519,0	P ₂	»	14,12	9,25	1,39	1,14	0,25	
214	1592,1—1596,9	P ₁	Алевролит	14,22	9,26	1,13	1,45	0,29	
300*	2137,9—2151,8	»	Песчаник	14,21	9,26	1,16	1,46	0,30	Железисто-магнезиальный
238	2000,0—2012,0	»	Алевролит	14,23	9,26	1,10	1,46	0,30	
780	1249,0—1260,2	T ₁	Песчаник	14,15	9,26	1,32	1,46	0,31	
1034	3603,0—3609,0	O ₁	Сланец	14,17	9,27	1,26	1,62	0,34	
1113	1853,0—1860,0	P	Аргиллит	14,32	9,27	0,88	1,78	0,35	
C*	1242,0—1247,5	P ₂	Песчаник	14,29	9,28	0,94	1,78	0,35	
111*	1680,6—1686,0	»	»	14,18	9,28	1,24	1,78	0,37	
788	2149,0—2157,0	C?	Аргиллит	14,20	9,28	1,20	1,78	0,37	
225	1559,5—1564,0	P ₁	»	14,16	9,28	1,29	1,78	0,38	
707	1672,0—1677,0	P ₂	»	14,40	9,29	0,66	2,11	0,39	
1118	2862,8—2865,0	D ₃	»	14,21	9,29	1,16	2,10	0,43	
288	1702,0—1707,4	P ₂	Глина	14,16	9,29	1,29	2,10	0,44	
387	2531,6—2537,1	D ₃	Аргиллит	14,15	9,29	1,32	2,11	0,45	
830	3203,0—3207,0	C ₁	»	14,12	9,29	1,40	2,16	0,47	
1098	4149,0—4150,4	D ₃	Песчаник	14,12	9,29	1,39	2,20	0,48	
1008	3871,5—3879,8	D ₂	»	14,11	9,29	1,42	2,27	0,50	
1009	3871,5—3879,8	»	»	14,11	9,30	1,42	2,43	0,53	
1012	3885,4—3893,4	»	»	14,21	9,31	1,20	2,60	0,54	
1026	3321,0—3329,1	»	»	14,10	9,30	1,45	2,59	0,57	
685	1983,5—1986,8	»	Аргиллит	14,04	9,31	1,61	2,70	0,61	
1131	3024,0—3032,0	»	Песчаник	14,13	9,32	1,37	2,91	0,62	
974	3658,2—3658,3	»	Алевролит	14,10	9,32	1,45	2,97	0,65	
504	3730,6—3738,8	D ₃	Песчаник	14,10	9,32	1,45	3,08	0,67	Железистый
722	3486,0—3498,8	D ₂	Глина	14,10	9,33	1,45	3,24	0,71	
1069	1924,0—1932,8	D ₃	Аргиллит	14,15	9,34	1,32	3,40	0,73	
641	2255,0—2263,0	»	Песчаник	14,14	9,34	1,34	3,40	0,73	
647	1947,0—1955,0	D ₂	Алевролит	14,12	9,34	1,39	3,40	0,74	
1130	3021,0—3024,0	»	Песчаник	14,10	9,34	1,45	3,40	0,76	
767	2995,3—2999,4	D ₃	Аргиллит	14,10	9,34	1,45	3,40	0,76	
771	3070,4—3073,9	»	Глина	14,16	9,35	1,29	3,73	0,79	
768	3007,4—3012,0	»	Аргиллит	14,10	9,35	1,45	3,73	0,82	
640	2218,0—2226,0	»	»	14,10	9,35	1,45	3,73	0,82	
669	2933,0—2936,8	»	»	14,10	9,35	1,45	3,73	0,82	

исхождении хлоритов: в хлоритах первично-осадочного происхождения это содержание всегда больше 2,2 [6].

На график распределения хлоритов, по М. Фостер (фиг. 1), был наложен график, предложенный А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем и отражающий генетическую принадлежность хлоритов. На графике хорошо видно, что хлориты из образцов граувакк (в таблице отмечены звездочкой) находятся в поле первично-магматических пород, поскольку суммарное содержание алюминия в них не превышает 2,2. Все остальные хлориты расположились выше линии 2,2, железистые — в поле железорудных формаций, железисто-магнезиальные — в поле терригенных формаций и магнезиальные — в поле хлоритов ультрабазитов и доломит-гипсоносных формаций. Не попали ни в одно из выделенных полей всего лишь два магнезиальных хлорита.

В поле магнезиальных хлоритов доломит-гипсоносных формаций находятся два образца. Первый (обр. 1111) приурочен к верхней части кыновско-саргаевской (D₃) региональной покрывки, а второй (обр. 55) взят в основании одного из крупных пермских терригенных циклов осадконакопления.



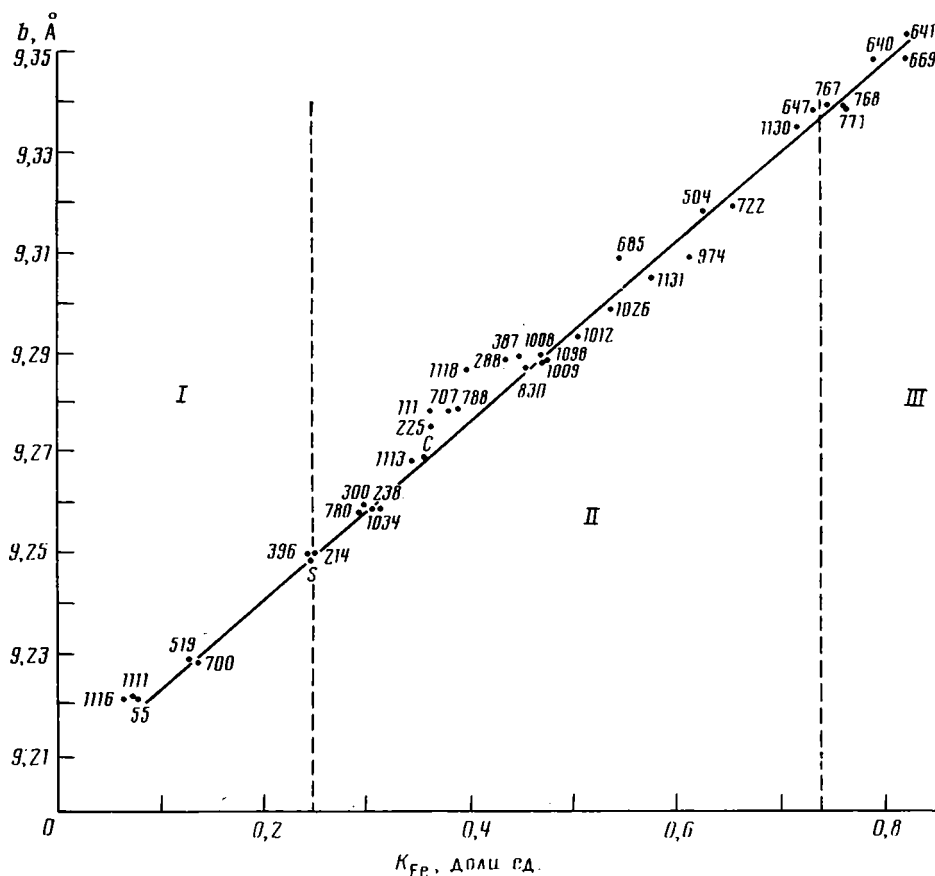
Фиг. 1. Кристаллохимическая характеристика хлоритов Поля, по А. Г. Коссовской и В. А. Дрицу [6]: I — магнезиальных хлоритов доломит-гипсоносных формаций; II — железисто-магнезиальных хлоритов терригенных формаций; III — железистых хлоритов железорудных формаций; IV — магнезиальных хлоритов серпентинитов; V — магнезиальных хлоритов ультрабазитов; VI — железисто-магнезиальных хлоритов андезитобазальтов. Поля (прямоугольники), по М. Фостер [11]: А — шериданита; Б — клинохлора; В — пеннинита; Г — рипидолита; Д — брунсвигита; Е — диабантита; Ж — тюрингита, З — шамозита. 1—5 — возраст исследованных пород: 1 — триасовый, 2 — пермский, 3 — каменноугольный, 4 — девонский, 5 — ордовикский

В поле железисто-магнезиальных хлоритов терригенных формаций попала большая часть образцов в широком стратиграфическом интервале разреза. Результаты последних исследований показали, что терригенные отложения представляют собой серии сменяющих друг друга по латерали крупных линз, отражающих седиментационную цикличность разреза. По-видимому, образцы железисто-магнезиальных хлоритов принадлежат различным участкам профиля регрессивного осадконакопления.

Более отчетливая связь с особенностями седиментации прослеживается у других хлоритов.

По положению образцов в разрезе и микроскопическим особенностям пород установлено, что все хлориты, попавшие в поле железорудных формаций, приурочены к перерывам в осадконакоплении. Так, обр. 771 (таблица) взят из основания кыновско-саргаевской толщи всего в нескольких метрах выше размытой поверхности терригенных пород, в обр. 768 встречены железистые оолиты, а в обр. 669 — обломки эффузивных пород; обр. 640 взят почти с самой кровли кыновского горизонта, при описании керна в этом интервале отмечен туфогенный материал.

Четыре из пяти образцов, попавших в поле железисто-магнезиальных хлоритов андезитобазальтов, расположены в разрезе на явных седиментационно-тектонических рубежах. Образец 780 взят в кровле песчаников чаркобожской свиты, с которой начинается разрез нижнего триаса.



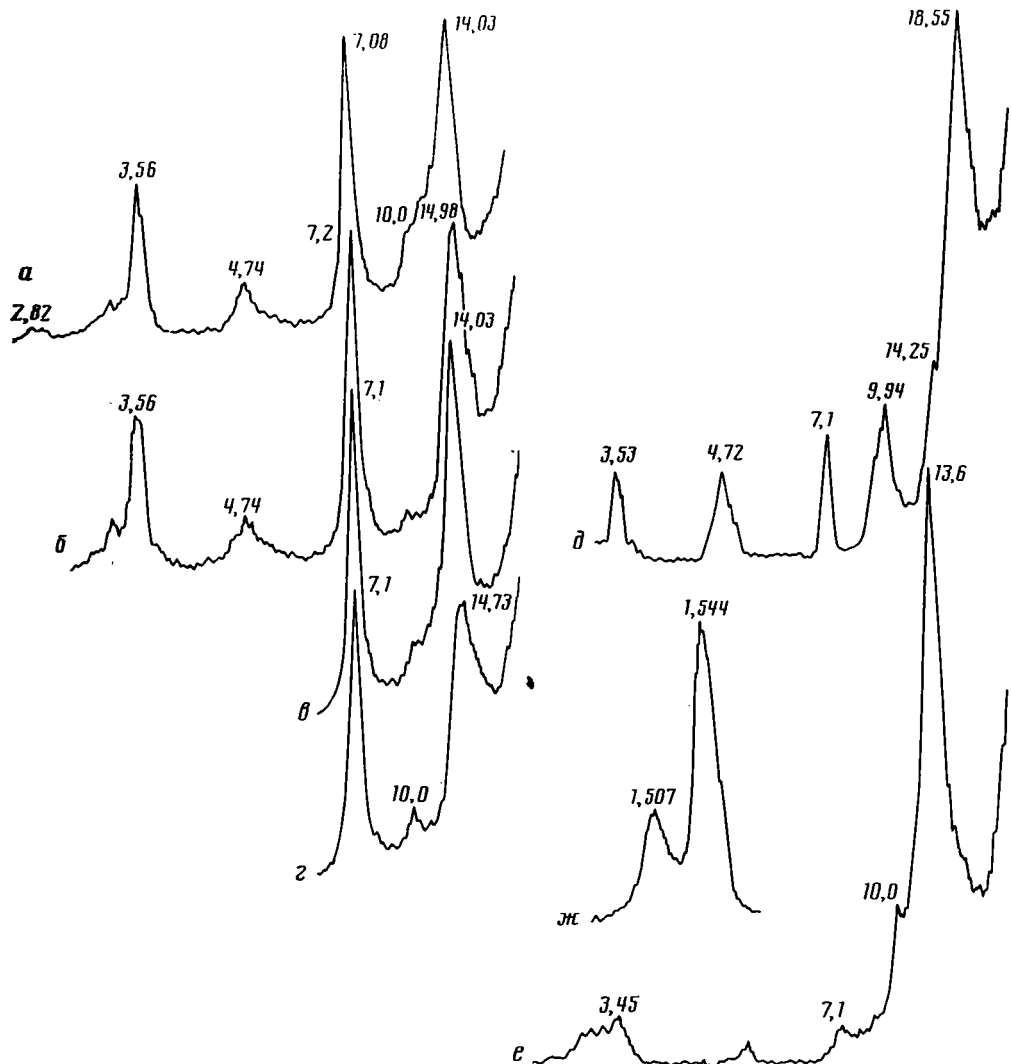
Фиг. 2. График зависимости коэффициента железистости K_{Fe} от параметра b Хлориты: I — магнезиальные, II — магнезиально-железистые, III — железистые

В песчаниках содержится гравийная примесь, нередко присутствуют прослои конгломератов. Образец «С» отобран из кровли разреза терригенной перми. В керне из этого интервала присутствуют породы пестрой, фиолетовой и зеленой окраски, а во всех шлифах встречены обломки сланцев, хлоритизированные обломки эффузивных пород и туфогенный материал. Образец 111 приурочен к кровле мощного базального пласта, залегающего в основании верхней перми. Последний обр. 1118 взят из кыновско-саргаевской региональной покрывки. В поле хлоритов ультрабазитов попал один образец (1116) из основания терригенной толщи нижнего ордовика.

Вне полей, выделенных А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем, располагаются два образца терригенных пород ордовикского возраста: обр. 519, представляющий собой красноцветный песчаник, а обр. 700 — такой же аргиллит.

Легко заметить, что практически все изученные образцы тяготеют к интервалам разреза, характеризующимся оживлением тектонической активности и магматизма. Довольно четкие зависимости, отраженные на приведенном графике, по-видимому, обусловлены одинаковым составом исходного материала и сходным характером процесса его хлоритизации.

Известно, с какими трудностями сталкиваются исследователи при диагностике небольших количеств каолинита, если он присутствует во фракции в смеси с хлоритом. Для разделения накладывающихся рефлексов этих минералов применяют метод интеркаляции препаратов гидразином (ГЗ) и диметилсульфоксидом (ДМСО), в результате чего рефлекс каолинита смещается к 11,2 и 3,7А, а рефлекс хлорита не меняют своего положения [1, 2, 9]. Этот метод был использован нами для



Фиг. 3 Дифрактограммы глинистой фракции алевролита (скв. 77, глубина 1792,6—1798,0 м)

а — природный воздушно-сухой образец; *б* — насыщенный этиленгликолем; *в* — после одного цикла насыщения ГЗ и ДМСО; *г* — то же после двух циклов; *д* — то же после трех циклов; *е* — прокаленный при 550° С в течение 1 ч; *ж* — рефлекс 060

характеристики особенностей хлоритов, разбухающих при насыщении этиленгликолем до 14,98Å. Гидразином и диметилсульфоксидом обрабатывались образцы из пермских терригенных отложений Харьягинской площади (скв. 77 Харьяга, интервал 1792—1798 м; фиг. 3, *а*, *б*). Насыщения проводили циклично, препараты помещали в эксикаторы сначала на 1 сут в пары ГЗ, затем в пары ДМСО.

После одного цикла насыщения никаких изменений на дифрактограмме не произошло, минерал вел себя, как обычный хлорит (фиг. 3, *в*). При повторном насыщении у 14 Å-ного пика появился «шлейф» со стороны малых углов (см. фиг. 3, *г*), а при третьем цикле — рефлексы двух фаз: магнезиального хлорита и интеркалированного монтмориллонита (монтмориллонит при интеркаляции дает рефлексы 18,5 и 9,2Å; фиг. 3, *д*).

Петрографическое исследование этого образца показало, что в породе (крупнозернистый полимиктовый алевролит) присутствует хлорит нескольких модификаций. Обломочный хлорит представлен зелеными, зеленовато-бурыми и бурыми, слабо плеохроирующими зернами, интер-

ферирующими в серо-сизых и голубовато-серых тонах. Погасание агрегатное, иногда равномерное, встречаются зерна с аномально синей окраской (пеннин) или практически изотропные.

По биотиту развивается буровато-зеленый хлорит, плеохроирующий, со следами спайности и зональным погасанием в золотистых и синих тонах. Чешуйки биотита приспосабливаются к окружающим более твердым зернам.

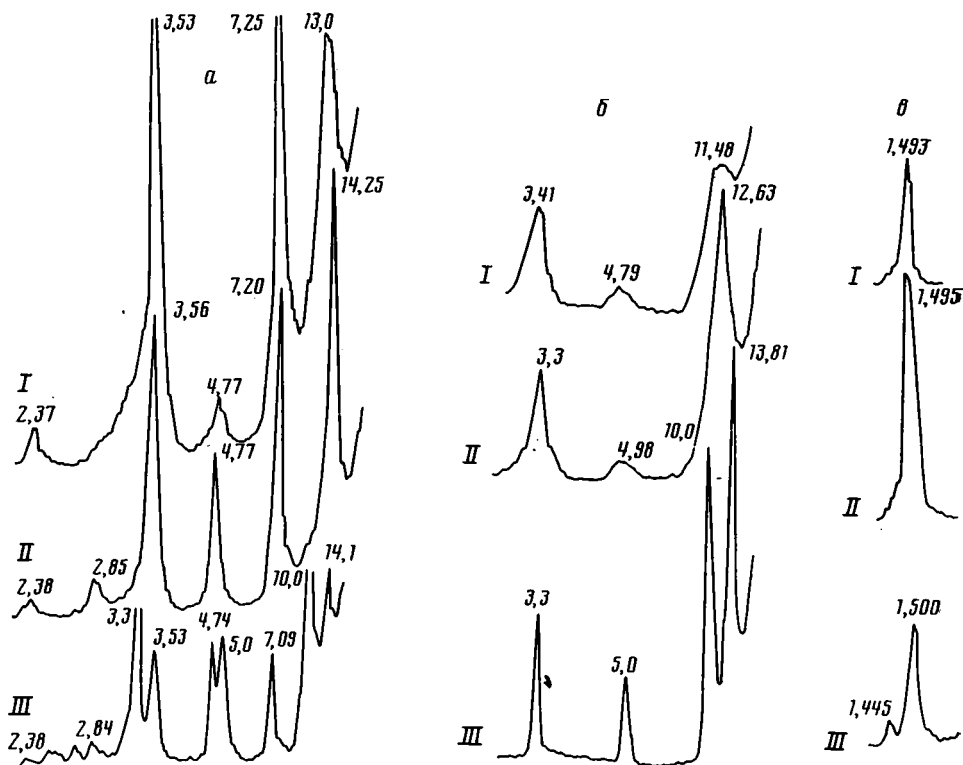
Наибольший интерес представляет хлорит, развитый на окончаниях удлиненных волокнистых тел, образованных одинаково ориентированным органо-минеральным глинистым материалом. В проходящем свете тела светло-коричневые, на окончаниях — буровато-зеленые, интерференционная окраска от золотисто- и коричневатого-желтой до оранжевой. Тела представляют собой типичные реликты корневой системы растений и свидетельствуют о принадлежности этой породы к древним почвам. По таким корням нередко развит пирит.

Можно предположить, что сначала вещество в этих телах было монтмориллонитового состава (золотисто-желтые тона в скрещенных николях), очень высокодисперсное, вторичное (параллельное расположение частиц, дающее одновременное погасание), а затем, в процессе диагенеза — катагенеза, произошла его хлоритизация. В шлифах можно наблюдать все стадии перехода от монтмориллонита к хлориту. В свою очередь монтмориллонит мог образоваться в процессе почвообразования по пирокластическому материалу, находки которого нередки в пермских отложениях, или при деградации обломочного хлорита, слабоустойчивого в кислых условиях почвообразования. Похожая ситуация рассматривалась в статье [8] на примере ископаемых почв каменноугольных отложений Донбасса.

Обобщив данные рентгеновского и петрографического анализов, можно сделать вывод, что при циклическом насыщении ГЗ и ДМСО у хлоритов проявляется так называемая *структурная память*, благодаря которой хлорит, образовавшийся по монтмориллониту, приобрел способность к разбуханию до первоначальной (монтмориллонитовой) решетки. Рефлексы магнезиального хлорита можно интерпретировать как принадлежащие хлориту, развивавшемуся по биотиту, поскольку размеры частиц обломочного хлорита чаще всего больше 1μ и не входят в состав глинистой фракции.

Все вышесказанное относится к триоктаэдрическим хлоритам. Диоктаэдрические хлориты в отложениях Тимано-Печорской провинции встречаются гораздо реже и имеют свои особенности. Впервые диоктаэдрический хлорит в триасовых отложениях провинции был подробно изучен и описан Б. А. Сахаровым и В. В. Хлыбовым [10]. По их мнению, это дефектный диоктаэдрический хлорит, структура которого состоит из несовершенных гиббситоподобных слоев и пиррофилитоподобных слоев, тетраэдрические сетки которых имеют островковую структуру (фиг. 4, II). В триасовых отложениях такой хлорит характерен для древних почв и является их индикатором.

В наших исследованиях мы сталкиваемся с двумя разновидностями диоктаэдрического хлорита: с почвенным хлоритом, аналогичным вышеупомянутому (фиг. 4, I), и с обычным диоктаэдрическим хлоритом, описанным еще Г. В. Бриндли [2] (фиг. 4, III), образование которого связано с наложенными гидротермальными процессами. Подобные хлориты встречаются в нижнедевонских и более древних отложениях провинции. Все приведенные на фиг. 4 хлориты имеют $d_{000} = 1,492 - 1,495\text{\AA}$, что определенно указывает на их диоктаэдричность, не разбухают с этиленгликолем, не разрушаются при обработке 10%-ной соляной кислотой на водяной бане в течение 2 ч. Однако при прокаливании до 550°C в течение 1 ч они ведут себя по-разному (фиг. 4, б). Так, в первом образце отмечаются широкие диффузные максимумы $11,48; 4,79; 3,41\text{\AA}$, во втором — рефлекс 001 хотя и широкий, но имеет вполне определенный максимум, равный $12,63\text{\AA}$, и в третьем — стройный рефлекс с $d_{001} = 13,81\text{\AA}$, интенсивность которого очень сильно возросла по сравнению с



Фиг. 4. Дифрактограммы диоктаэдрических хлоритов
 I — обр. 63 (скв. 5, глубина 262—267 м); II — обр. из обн. 71 (р. Б. Сыня); III — обр. 66 (скв. 1, глубина 2879—2886 м); а — воздушно-сухие препараты; б — прокаленные при 550° С в течение 1 ч; в — рефлекс 060

воздушно-сухим состоянием, а рефлексy более высоких порядков полностью исчезли. Особенно обращает на себя внимание интенсивность рефлекса 003, которая, если судить по литературным данным, у диоктаэдрических хлоритов должна быть больше, чем у остальных рефлексов. В нашем же случае это не всегда так (фиг. 4, а, б). По-видимому, соотношение интенсивностей и поведение при прокаливании диоктаэдрических хлоритов отражают такое же их многообразие, как и в группе триоктаэдрических хлоритов.

Съемка производилась на аппарате ДРОН-3, на медном излучении, с применением плоского графитового монохроматора на дифрагированном пучке и четырех щелей (1; 0,5; 0,5 мм) по методу, применяемому на кафедре минералогии Казанского университета, что позволило значительно увеличить интенсивность рефлексов и повысить чувствительность метода.

Литература

1. Архипова Л. А., Кринари Г. А. Интеркаляция как метод фазовой диагностики каолинита в смеси с другими 7-ангстремовыми минералами//Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Казань: КГУ, 1983. 128 с.
2. Бриндли Г. В. Хлоритовые минералы//Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. С. 284—344.
3. Габелева Д. Я., Мамонтова Т. П. Применение гидразина и диметилсульфоксида при определении глинистых минералов, находящихся в образцах в малых количествах//Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Казань: КГУ, 1983. 128 с.
4. Градусов Б. П. О диоктаэдрических хлоритах//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 35—56.
5. Кежежинская К. В. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Недра, 1965. 135 с.
6. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок//Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60—69.

7. *Кринари Г. А.* О возможностях использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах//Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 132—138.
8. *Рекишинская Л. Г., Феофилова А. П.* Изменение ископаемых почв каменноугольного возраста Донбасса в катагенезе — начальном метагенезе//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 3. С. 40—58.
9. Рентгенография основных типов породообразующих минералов. М.: Недра, 1983. 358 с.
10. *Сахаров Б. А., Хлыбов В. В.* Рентгеновское изучение диоктаэдрического хлорита// Литология и полез. ископаемые. 1972. № 1. С. 171—174.
11. *Foster M. D.* Interpretation of the composition and a classification of the chlorites// U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1962. V. 441a. P. 1—33.
12. *Shirozu H.* X-ray patterns and cell dimensions of chlorites//Miner. J. 1958. № 2. P. 209—223.

Тимано-Печорское отделение
Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского
геологоразведочного института,
Ухта

Поступила в редакцию
20.V.1986

УДК 550.93:549.623:551.732

**Rb — Sr- и K — Ar-ВОЗРАСТ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ
СИЛИКАТОВ РИФЕЯ И КЕМБРИЯ СССР: МАТЕРИАЛЫ
К ОЦЕНКЕ ГЕОХРОНОМЕТРА**

*СЕМИХАТОВ М. А., ГОРОХОВ И. М., ИВАНОВСКАЯ Т. А., РУБЛЕВ А. Г.,
КУТЯВИН Э. П., ЯКОВЛЕВА О. В., БИЗУНОК М. Б.*

В статье изложены результаты Rb—Sr- и K—Ar-датирования минералогически детально изученных глобулярных 2:1 слоистых силикатов (глауконита, Al-глауконита и иллита и их структурных разновидностей) из отложений нижнего кембрия (Эстония, Восточная Сибирь) и верхнего протерозоя (Южный Урал, Восточная Сибирь). Показано, что основная часть полученных изотопных датировок, в том числе согласующиеся Rb—Sr- и K—Ar-определения, «омоложена» по сравнению со стратиграфическим возрастом соответствующих отложений. Показано, что нет однозначной корреляции между степенью устойчивости изотопно-геохронологических систем и такими особенностями датированных минералов, как содержание калия, степень совершенства структуры и доля разбухающих слоев; отмечены различия мессбауровских спектров минералов, показывающих стратиграфически ожидаемый и «омоложенный» изотопный возраст. Рассмотрены возможные геологические причины нарушения изотопно-геохронологических систем датированных объектов и показано, что причины нарушения не поддаются однозначной интерпретации.

Глобулярные диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты (глауконит, Al-глауконит, иллит) являются одними из немногих осадочных геохронометров, теоретически пригодных для датирования K—Ar- и Rb—Sr-методами. Практическое применение этих геохронометров показало, что наряду с возрастными, отвечающими ожидаемым на основании стратиграфического положения проб, по ним получается значительное количество искаженных (главным образом «омоложенных») значений, а различные образцы единой пачки и даже различные фракции единой пробы нередко обнаруживают заметный разброс вычисленных датировок (обзор и библиографию см. [14, 20, 26, 49]). Преувеличенные («удревненные») значения изотопного возраста, фиксируемые, за редкими исключениями, только для мезо-кайнозойских образцов, обычно связывают с наследованием радиогенных изотопов от минералов-предшественников в ходе их трансформации, а иногда считают следствием проблематичного самого по себе процесса переотложения глобул глауконита из древних толщ в молодые. Что же касается преуменьшенных («омоложенных») значений изотопного возраста, то они связываются с нарушением изотопных систем минералов в результате различных процессов: диффузионных потерь радиогенных изотопов из кристаллической решетки, захвата K и Rb из внешней среды в ходе диагенеза и катагенеза, ионообменных реакций или их любых комбинаций.

Несмотря на предполагаемую относительную простоту нарушения изотопных систем рассматриваемых минералов, которую приписывают их кристаллохимическим свойствам, имеющиеся данные позволяют полагать, что измеряемые в этих минералах изотопные отношения способны отражать не просто меру нарушения изотопных систем, лишенную геологического смысла, а время проявления реальных геологических событий прошлого. Существенно, что интересующие нас геохронометры нередко сохраняют изотопную память о давно минувших событиях в условиях таких наложенных воздействий, как глубокое погружение вмещающих толщ, сопутствующий прогрев, последующая складчатость, а иногда и шарьирование. Наиболее показательны в этом отношении рифейские отложения байкалид Енисейского кряжа, герцинид Урала и ларамид

Скалистых гор США, в которых датированные глобулы сохранили позднекембрийские значения изотопного возраста [6, 29, 46].

Сказанное выше остро ставит вопросы о критериях надежности рассматриваемых геохронометров и о соотношениях этапов закрытия и нарушения их изотопных систем с реальными событиями, фиксируемыми на основании регионально-геологических данных [7, 20, 33, 43, 45, 47, 49 и др.]. Эти вопросы в современной литературе обычно решаются на основе поисков корреляционных связей между минералогическими и кристаллохимическими особенностями конкретных образцов и степенью устойчивости (мерой нарушения) их K—Ag- и Rb—Sr-систем. Изучение мезо-кайнозойского глауконита Западной Европы позволило сформулировать требования, которым должен отвечать датируемый минерал: глобулярная форма выделения, относительно крупные размеры глобул, отсутствие видимых следов вторичных изменений, высокие плотность и парамагнитная восприимчивость, высокая степень совершенства структуры (политип 1M), небольшое содержание разбухающих слоев и главное — относительно высокие количества K ($K_2O \geq 7\%$), так как последнему отводят особую роль в совершенствовании структуры минерала [45, 47, 49].

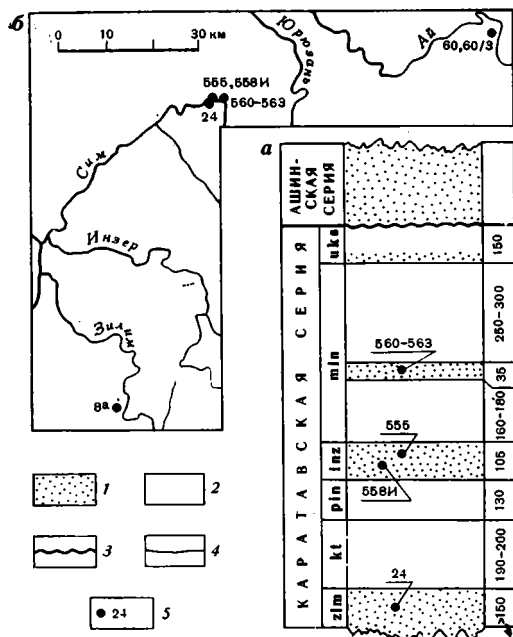
Выполнение перечисленных требований в ряде случаев привело к значительному сужению разброса получаемых изотопных датировок мезокайнозойского глауконита, но в других случаях оно (выполнение) оказалось недостаточной, а иногда и не необходимой процедурой для получения стратиграфически ожидаемых K—Ag- и Rb—Sr-возрастов этого геохронометра.

И. В. Николаева, изучившая большую коллекцию разновозрастных минералов группы глауконита [20], в качестве одного из главных критериев надежности геохронометра предлагает рассматривать меру соответствия его химического состава среднестатистическому и отбраковывать те «измененные» образцы, соотношение элементов которых не отвечает типоморфным, свойственным в однотипных формациях «неизменным». Не касаясь здесь правомерности статистического подхода к рассматриваемому вопросу, отметим, что среди древних — нижнекембрийских и докембрийских минералов найти совсем неизменные разности практически невозможно. В связи с этим такой путь отбраковки проб для геохронологических исследований мы считаем в настоящее время невыполнимым.

Возникшие противоречия оттенили недостаток эмпирических данных, пригодных для построения моделей поведения изотопных K—Ag- и Rb—Sr-систем в глауконитовых минералах на стадиях диагенеза и катагенеза. Дело в том, что подавляющее большинство известных в литературе определений их изотопного возраста сделаны только K—Ag-методом без минералогического изучения объектов датирования, а в некоторых случаях и по минералам с очень низким содержанием K. Между тем рассматриваемые геохронометры на сегодня остаются главным источником изотопно-геохронологических данных для кембрийских, вендских и рифейских отложений СССР. Цель настоящей статьи — представить новые Rb—Sr- и K—Ag-датировки кристаллохимически изученных глобулярных диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатов из опорных разрезов рифея и кембрия СССР и обсудить возможные причины нарушения их изотопно-геохронологических систем.

Среди этих силикатов установлены три структурно-изоморфных ряда: глауконит→глауконит-сметтит, Al-глауконит→Al-глауконит-сметтит и иллит→иллит-сметтит, в которых выделяются низкозарядные слюды, гидрослюды и смешанослойные минералы. При этом под иллитом авторы, вслед за Международным номенклатурным комитетом [35], понимают неразбухающий слюдистый минерал, идеализированная кристаллохимическая формула которого имеет вид $K_{0,75}Si_{3,5}Al_{0,5}Al_{1,75}R_{0,25}^{2+} \cdot O_{10}(OH)_2$.

Стратиграфическое положение исследованных образцов. Исследованные минералы происходят из нижнекембрийских отложений Эстонии



Фиг. 1. Последовательность литостратиграфических единиц верхнего рифея и венда среднего течения р. Сим (а) и географическое положение изученных образцов (б)

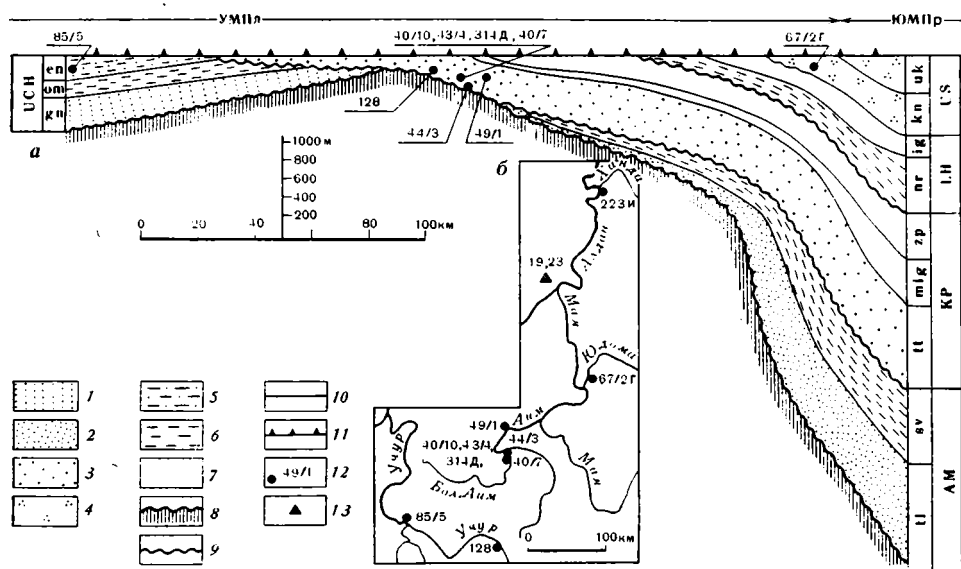
1—2 — преобладающий состав пород (1 — терригенный, 2 — карбонатный); 3 — размывы и стратиграфические несогласия; 4 — согласные стратиграфические границы; 5 — место отбора образца и его номер; свиты: zlm — зильмердакская, kt — катавская, pin — подинзерская, inz — инзерская, mln — миньярская, uks — укская

и среднего течения р. Алдан, из верхнего рифея типового разреза рифея Южного Урала, из верхнего, среднего и нижнего рифея сибирского гипостратотипа рифея — разреза Учуро-Майского региона. Стратиграфическое описание соответствующих толщ содержится в работах [27—29 и др.].

Образцы из Эстонии (обр. 2, 3, 5, E-98, MM-11, см. табл. 2) происходят из люкатиской свиты (разрезы Утрия, Кунде, Мутсаметса), принадлежащей атдабанскому ярусу нижнего кембрия [28], а образцы р. Алдан (99/9, 541) — из основания пестроцветной свиты (обнажение Улахан-Сулугур) и относятся к нижней зоне томмотского яруса, который предшествует атдабанскому. Стратиграфическое положение образцов вблизи основания нижнего кембрия, таким образом, не вызывает сомнений, но изотопный возраст вмещающих толщ остается неопределенным. Эта неопределенность объясняется двумя причинами. Во-первых, для рассматриваемых толщ (если не считать методически неоправданных определений К—Аг-возраста валовых проб глинистых пород Эстонии [30], неизбежно имеющих терригенную примесь) известны по существу лишь сильно «омоложенные» К—Аг-датировки по глаукониту [22, 30]. Во-вторых, современная оценка изотопного возраста границы докембрия и кембрия в схемах разных авторов варьирует от 530 до 610 млн. лет в зависимости от использованных геохронометров и стратиграфической интерпретации датированных объектов [31, 48, 52].

Изученные образцы Урала относятся к различным горизонтам каратавской серии типа верхнего рифея стратиграфической шкалы докембрия СССР. Четыре образца (560—563) происходят из завьяловской пачки миньярской свиты, три (555, 558И, 8а) — из инзерской, два (60, 60/3) — из предположительно инзерской и один (24) — из зильмердакской свиты (фиг. 1). Геохронометрические рамки каратавской серии оцениваются в 1000 ± 50 — 650 ± 50 млн. лет [17, 29], но эта оценка основана на старых К—Аг-определениях минералогически не изученного глауконита и валовых проб габбро-диабазов и потому может рассматриваться только как ориентировочная. Тем не менее можно утверждать, что даже верхние горизонты серии должны быть ощутимо древнее 620 ± 30 млн. лет — методически надежного значения возраста границы нижнего и верхнего венда [16, 17].

Для рифея Учуро-Майского региона был определен изотопный возраст двенадцати образцов. Из них один (67/2Г) отобран из нижних го-



Фиг. 2. Схематический палеогеологический профиль рифейских отложений южной части Учуро-Майского региона к началу вендского (юдомского) времени (а) и географическое положение изученных образцов (б)

Состав пород: 1—4 — терригенный (1 — гонамская, 2 — талынская, 3 — тоттинская свиты, 4 — уйская серия); 5 — карбонатно-терригенный; 6 — терригенно-карбонатный, 7 — карбонатный, 8 — дорифейские образования; 9 — размыты и стратиграфические несогласия; 10 — согласные стратиграфические границы; 11 — региональное предъюдомское несогласие; 12 — место отбора образца и его номер; 13 — местоположение Мокуйевской параметрической скважины. *Свиты:* gn — гонамская, om — омахтинская, ep — эннинская, tl — талынская, sv — светлинская, tt — тоттинская, mgl — малгинская, zp — ципандинская, pr — нерюенская, ig — игниканская, kp — кандыкская, uk — устькирбинская. *Серии:* UCH — учурская, AM — зимчанская, KP — керпыльская, LH — лахандинская, US — уйская; УМПл — Учуро-Майская плита; ЮМПр — Юдомо-Майский прогиб

ризонтов кандыкской свиты уйской серии, восемь (40/7, 40/10, 43/4, 44/3, 49/1, 128, 314Д, 223И) происходят из нижней части тоттинской свиты, залегающей в основании керпыльской серии, два (19, 23) взяты из вероятных аналогов этой свиты в Мокуйевской параметрической скважине (глубина 2013–2035 м [9]), а один (85/5) — из эннинской свиты учурской серии (фиг. 2).

Уйская серия всеми геологами относится к верхним горизонтам верхнего рифея. Этот вывод следует из стратиграфического положения серии в кровле довендского (доюдомского) разреза данного региона, анализа дискордантных определений изотопного возраста прорывающих ее интрузий центрального типа [27], наличия в ней богатого набора органических микрофоссилий, по ряду параметров близкого к развитому в средней части каратавской серии Урала [4], и из присутствия в предуйской толще так называемой игниканской ассоциации строматолитов. Последняя сама по себе или вместе с предшествующей ей сравнивается с катавской, которая начинает последовательность строматолитовых ассоциаций типового разреза верхнего рифея [27].

Керпыльская серия в схемах разных авторов, в зависимости от принимаемых критериев корреляции с уральским стратотипом, помещается или в кровлю среднего, или в основание верхнего рифея (обсуждение и библиографию см. [27, 32]). Существенно, что безусловные аналоги керпыльской серии — верхнесухопитские отложения Енисейского края [25, 27, 32] вмещают интрузии, изохронный U — Pb-возраст которых по циркону равен 990 млн. лет [5]. Это значение согласуется с ранее опубликованными K — Ag-возрастами относительно высококальциевых минералов группы глауконита из основания керпыльской серии (1160–1020 млн. лет) [12]. Следовательно, керпыльская серия древнее

К—Аг- и Rb—Sr-данные для зерен (обр. 60)*, обработанных ультразвуком в дистиллированной воде

Продолжитель- ность обра- ботки, мин	К, %	⁴⁰ Аг _p , нг/г	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн. лет	
						К—Аг	Rb—Sr **
0	7,20	495	290	16,4	1,3702	789	851
5	7,40	490	291	23,2	1,1681	765	848
10	7,31	478	293	16,7	1,3600	758	843
15	7,43	489	293	20,3	1,2451	761	849
30	7,40	467	298	22,3	1,2072	737	861

* Размер 0,315—0,2 мм; плотность 2,6—2,7 г/см³.** Первичное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr принято равным 0,7090.

1000 млн. лет и не может быть отнесена к верхнему рифею без радикального пересмотра изотопного возраста границы среднего и верхнего рифея в ее типе — на Южном Урале. Что же касается эннинской свиты учурской серии, вмещающей наиболее древние из датированных нами минералов, то она по всем признакам относится к нижнему рифею [25, 27, 32]. Возраст границы нижнего и среднего рифея, как известно, составляет 1350 ± 30 млн. лет [27].

Методика исследования. Зерна из пород выделяли обычными методами, включающими дробление или отмучивание проб, рассев, промывку, высушивание при температуре около 30°С и многократную чистку преобладающих размерных фракций на электромагнитных сепараторах (СЭМ-1, СИМ-1 и др.). При этом предпочтение отдавалось относительно крупным фракциям (>0,2 мм) из-за их более легкой сепарации, но нередко приходилось довольствоваться и более мелкими. Выделенные фракции подвергались разделению по плотности методом страт в специальных колбах или цилиндрах [13] и ультразвуковой очистке на диспергаторе УЗДН-2Т в дистиллированной воде. Разделение магнитного концентрата в тяжелых жидкостях (смеси диметилформамида и бромформы) проводилось в интервале плотности от 2,4 до 2,9 г/см³ с шагом от 0,02 до 0,05 г/см³ с использованием откалиброванных реперов плотности (2,389; 2,4999; 2,6022; 2,6911 г/см³). Для дальнейшей сепарации использовались преобладающие плотностные фракции, по возможности наиболее тяжелые, но нередко необходимые навески могли быть получены только для более легких.

Ультразвуковая обработка зерен в зависимости от их особенностей продолжалась от нескольких секунд до 15—20 мин и разрушала наиболее выветрелые части зерен и ростки, а также удаляла посторонний материал из трещин. На примере глауконита (обр. 541, нижний кембрий) и гидрослюды иллитового состава (обр. 60, верхний рифей) было выяснено, что умеренная (от 5 до 30 мин) ультразвуковая обработка не влияет на степень совершенства структуры минералов. Исследование обр. 60 показало, что при подобной обработке практически не изменились содержания К и Rb и вычисленный Rb—Sr-возраст, а при обработке <15 мин — и К—Аг-возраст (табл. 1). Сказанное согласуется с данными, приведенными в работах [47, 49] и свидетельствует о том, что применяемая обработка правомерна и необходима при подготовке зерен для геохронологических целей.

Процедура сепарации завершалась дочисткой проб под бинокуляром. В результате материал, поступавший для минералогических и изотопных анализов, содержал не менее 98—99% чистых зерен.

Минералогический анализ основывался на оптических, химических, дифрактометрических (рентгеновских и электронографических), ИК-спектроскопическом и мессбауэровском методах исследования, которые, за исключением последнего, проводились в соответствующих лабораториях ГИН АН СССР. Мессбауэровская спектроскопия выполнялась в ИГГД АН СССР с использованием установки электродинамического

типа с постоянным ускорением ЯГРС-4 на базе многоканального анализатора LP-4840. Спектры обрабатывались на ЭВМ БЭСМ-6 по программе, разработанной в ИЭМ АН СССР [24], в основу которой положен метод наименьших квадратов.

Методика определения $K-Ar$ - и $Rb-Sr$ -возраста описана ранее [3, 19]. Правильность результатов контролировалась с помощью анализа всеоюзных и международных стандартных образцов. Для образца полевого шпата 70а получено содержание Rb и Sr соответственно 524,5 и 65,7 мкг/г, $^{87}Sr/^{86}Sr = 1,2027$; для образца $SrCO_3$ Эймер и Аменд $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7082 \pm 7$ (1 σ). При вычислении возрастов использовались следующие константы:

$$^{40}K: \lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10}; \lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}; \\ ^{87}Rb: \lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}.$$

Аналитическая погрешность определения $K-Ar$ - и $Rb-Sr$ -возраста оценивается в $\pm 3\%$ (1 σ). Некоторая добавочная погрешность возрастных $Rb-Sr$ -значений возникает в связи с неопределенностью выбора первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в минералах. Величина этого отношения в морской воде в исследованном возрастном диапазоне может варьировать от 0,7056 до 0,7096 [51]. В настоящей работе все модельные $Rb-Sr$ -возрасты вычислены с использованием первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равного 0,7090. Несмотря на этот в значительной степени произвольный выбор, вводимая им погрешность из-за высоких значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в большинстве образцов составляет, по-видимому, не более $\pm 1\%$. Изотопные анализы проводились во ВСЕГЕИ ($K-Ar$ -возраст) и ИГГД АН СССР ($Rb-Sr$ -возраст).

Результаты. Изученные аутигенные глобулы приурочены в основном к терригенным и терригенно-глинистым отложениям. Только несколько образцов были отобраны из карбонатных толщ (обр. 99/9, 541) и слабо сцементированных аргиллитов (обр. 60). Структурно-минералогический анализ показал, что нижнекембрийские глауконитсодержащие породы претерпели лишь начальный эпигенез (катагенез), тогда как верхнепротерозойские находятся на стадии глубинного эпигенеза [8]. Результаты минералогического и изотопно-геохронологического изучения минералов приведены в табл. 2.

Нижний кембрий Северной Эстонии и р. Алдан. Образцы из пород люкатиской свиты Эстонии (атдабанский ярус) показали заметное «омоложение» как $K-Ar$, так и модельных $Rb-Sr$ -возрастов (обр. 2, 3, 5, Е-98, ММ-11). Первые из них лежат в пределах 438–496 млн. лет, а вторые — 430–472 млн. лет. С учетом погрешности они в целом совпадают между собой, хотя конкретные образцы и демонстрируют несколько различные соотношения их $K-Ar$ - и $Rb-Sr$ -возрастов. Впрочем, эти различия соизмеримы с ошибкой измерений. Ранее по минералогически изученному глаукониту тех же слоев (три образца) были опубликованы также «омоложенные», хотя и несколько большие значения $K-Ar$ -возраста, равные 504–537 млн. лет [30].

Эстонские образцы нашей коллекции представлены глауконитовой гидрослюдой политипа 1М, содержащей 10–20% смектитовых слоев при довольно высоких количествах K (K_2O 7,14–7,40%). В глобулах в виде следов присутствует Al -слюда политипа 1М (параметр b 8,99 Å). Образцы, использованные в работе [30], по минералогическим характеристикам близки к нашим, но содержат несколько больше K (K_2O 8,76–8,92%).

Изученные нижнекембрийские (томмотские) глобулы глауконита р. Алдан (обр. 99/9, 541) также включают примесь (до 25%) аутигенной Al -слюды политипа 1М (b 8,97–8,98 Å) [8, 11]. Эти образцы глауконита по содержанию K (K_2O 8,38–8,72%), доле разбухающих слоев ($< 5\%$) и совершенству структуры (политип 1М), согласно предложенным [45] критериям, представляют собой оптимальный вариант для изотопного датирования и с этой точки зрения отличаются в лучшую

Номер образца	Индексация образцов в работе [42]	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	Состав минерала	Смектиновые слои, %	Параметр, b, Å	K, %
2	1	0,315—0,2	2,7—2,75	Gl	15—20	—	5,97
3	2	0,315—0,2	2,7—2,75	Gl	15—20	9,09	6,14
5	3	0,315—0,2	2,7—2,75	Gl	15—20	9,09	6,06
E-98	4	0,2—0,1	2,7—2,75	Gl	10—15	9,08	6,00
MM-11	5	0,2—0,1	2,7—2,75	Gl	10—15	—	5,93
99/9	—	0,4—0,2	2,65—2,75	Gl	<5	9,10	7,24
541	—	0,4—0,2	2,7—2,8	Gl	<5	9,06	6,96
67/2Г	10	0,4—0,2	2,55—2,63	II	15—20	9,01	5,62
563	11	0,1—0,063	—	Al—Gl	25—30	9,01	6,65
562	12	0,1—0,063	—	II	15—20	0,02	6,27
561	13	0,1—0,063	—	Al—Gl	15—20	9,01	6,31
560	14	0,1—0,063	—	Al—Gl	15—20	9,01	6,39
558И	15	0,1—0,063	—	Al—Gl	15—20	9,01	6,73
555	16	0,1—0,063	—	II	15—20	—	7,15
8a	17	0,1—0,063	2,7—2,75	Al—Gl	25—30	9,04	7,24
60	18	0,315—0,2	2,6—2,7	II	10—15	9,02	7,40
60/3	19	0,315—0,2	2,65—2,7	II	<5	9,03	7,78
24	20	0,1—0,063	2,6—2,7	II	>30	9,04	4,56
49/1	—	0,16—0,1	2,5—2,65	Al—Gl	15—20	9,02	5,20
40/10	—	0,2—0,16	2,45—2,5	II	15—20	9,02	4,38
43/4	21	0,63—0,315	2,6—2,65	Al—Gl	15—20	9,06	5,97
314Д	22	0,315—0,2	2,55—2,65	Al—Gl	15—20	9,03	5,98
40/7	23	0,315—0,2	2,6—2,7	Al—Gl	15—20	9,06	5,87
44/3	—	0,315—0,2	2,55—2,7	Al—Gl	15—20	9,04	4,45
128	24	0,315—0,2	2,6—2,7	Al—Gl	15—20	9,05	6,53
223И	25	0,16—0,1	2,65—2,75	II	20—25	9,05	7,26
19	—	0,4—0,2	2,65—2,75	Al—Gl	<5	9,06	7,49
23	26	0,4—0,2	2,7—2,8	Al—Gl	<5	9,05	7,04
85/5	27	0,4—0,315	2,75—2,8	Al—Gl	15—20	9,06	7,60

* Некоторые приведенные значения возраста незначительно отличаются от ранее опубликованных [8]

** Радиометрические данные: 1 — А. Г. Рублева (K — Ar); Э. П. Кутявина, И. М. Горихова и др.

сторону от эстонских. Тем не менее их K — Ar- и Rb — Sr-возрасты также значительно «омоложены» (соответственно 459—476 и 455—456 млн. лет) и оказываются близкими к полученным по эстонским образцам. Среди ранее датированных образцов глауконита томмотского яруса среднего течения р. Алдан лишь четыре изучены в минералогическом отношении [22]. Значения их K — Ar-возраста составляют 460—392 млн. лет и довольно близки к полученным по нашим образцам. Такое сходство заслуживает особого упоминания, так как образцы, описанные в работе [22], отличаются от исследованных нами более низкими содержаниями K (K₂O 4,74—7,53% против 8,38—8,72%) и высокой степенью дефектности структуры (политип 1Md). Отметим, что во всей совокупности томмотских образцов глауконита не наблюдается зависимости между содержанием K или степенью совершенства структуры и вычисленным изотопным возрастом. Все значения последнего лежат далеко за пределами, допустимыми для времени накопления и раннего диагенеза вмещающих осадков.

Верхний рифей Южного Урала. В этом стратиграфическом диапазоне датированные минералы характеризуют три уровня в каратавской серии: миньярскую, инзерскую и зильмердакскую свиты (см. фиг. 1).

Образцы из миньярской свиты (560—563) отобраны по простиранию маломощной (~35 м) завьяловской пачки в районе г. Миньяра. Полученные K — Ar-возрасты лежат в пределах 707—802 млн. лет [10]. С учетом погрешности они укладываются в интервал значений, обычно приводимых для верхнеминьярских отложений (681—791 млн. лет [6, 29]), но разброс величин, несомненно, шире пределов, допустимых для времени накопления завьяловской пачки. Зернам датированных минералов,

характеристика изученных образцов

$^{40}\text{Ar}_p$, нг/г	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст *		Источ- ник **
				K—Ar	Rb—Sr	
237	231	11,7	1,0972	496	458	1
212	238	13,2	1,0653	438	465	1
221	208	13,7	1,0136	460	472	1
218	186	27,4	0,8310	459	430	1
—	197	20,1	0,8931	—	447	1
263	187	15,2	0,9450	459	456	1
263	198	16,7	0,9360	476	455	1
—	273	23,9	1,0542	—	707	1
400	—	—	—	707	—	2
440	—	—	—	802	—	2
429	—	—	—	782	—	2
432	—	—	—	779	—	2
456	—	—	—	779	—	2
443	—	—	—	724	—	2
402	—	—	—	661	—	2
490	291	23,2	1,1681	765	848	1
—	299	11,6	1,6682	—	820	1
236	—	—	—	624	—	2
—	246	6,69	2,1347	—	822	1
—	178	30,5	0,9168	—	844	1
458	270	14,1	1,4441	861	864	1
—	282	15,3	1,4142	—	866	1
—	313	13,3	1,6078	—	850	1
—	195	26,2	0,9863	—	876	1
—	295	20,8	1,2038	—	803	1
—	287	13,9	1,4159	—	774	1
800	—	—	—	1115	—	3
755	—	—	—	1120	—	3
857	300	10,5	2,2679	1158	1140	1

в связи с выполнением дополнительных анализов.

(Rb—Sr); 2 — С. Б. Смелова [10, 15 и неопубликованные]; 3 — М. М. Аракелянц [9].

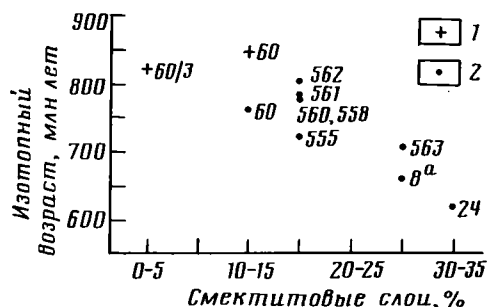
по составу относящихся к Al-глаукониту и иллиту (обр. 562), присущи некоторым деформация и незначительная хлоритизация. Минералы в них обладают хорошей трехмерной упорядоченностью (политип 1M) и близкими кристаллохимическими характеристиками, включая достаточно высокое содержание K (K_2O 7,55—8,01%). Доля разбухающих слоев в образцах несколько различна: в одном из них (обр. 563) зерна представлены смешанослойным образованием (25—30% смектитовых слоев), а в остальных (обр. 560—562) — гидрослюдой (15—20% смектитовых слоев). Отметим, что K—Ar-возраст гидрослюд оказался меньше возраста смешанослойного минерала — соответственно 707—782 и 802 млн. лет.

Образцы гидрослюд из верхней части инзерской свиты района г. Миньяра, по составу представленные Al-глауконитом (обр. 558И) и иллитом (обр. 555), минералогически сходны с гидрослюдами миньярской свиты (обр. 560—562). Их K—Ar-возраст равен 724 и 779 млн. лет [10], причем более низкое значение свойственно более высококалевому минералу (см. табл. 2). Полученные значения меньше опубликованных ранее для кристаллохимически не изученного глауконита из инзерской свиты [29].

Глобулы, выделенные из алевролитов инзерской свиты р. Зилим (обр. 8а) и по составу соответствующие Al-глаукониту, показали еще меньшие (661 млн. лет) значения K—Ar-возраста. Этот факт хорошо гармонирует с повышенной ролью разбухающих слоев в минерале (25—30%), но оказывается довольно неожиданным на фоне присущего ему высокого содержания K (K_2O 8,72%). Следует отметить, что в этих алевролитах наряду с рассматриваемым глобулярным Al-глауконитом

сметитом развивается аутигенный пластинчатый слюдястый минерал поли типа $2M_1$ (b 9,00—9,03 Å)¹.

Из вероятно инзерских отложений района г. Кусы² проанализированы два образца иллитового состава. Один из них происходит из аргиллитов (обр. 60), а другой — из алевролитов (обр. 60/3). Сохранность зерен в аргиллитах лучше, чем в алевролитах, для которых характерны деформированные разности и появление аутигенного пластинчатого слюдястого минерала поли типа $2M_1$ с параметром b , равным 9,02 Å (обр. 60/3). Глобулам в этих образцах присущи хорошее трехмерное упорядочение (политип 1M), высокое содержание К (K_2O 8,91—9,37%) и несколько изменчивая доля разбухающих слоев, составляющая 10—15% в обр. 60 и <5% в обр. 60/3. Модельный Rb—Sr-возраст образцов



Фиг. 3. Соотношение кажущегося изотопного возраста и доли разбухающих слоев в датированных минералах каратавской серии верхнего рифея Южного Урала
1 — Rb—Sr-возраст; 2 — K—Ar-возраст

60 и 60/3 соответственно равен 855 и 820 млн. лет, а K—Ar-возраст первого из них 765 млн. лет. Обращает на себя внимание расхождение K—Ar- и Rb—Sr-возраста, несколько меньшее значение последнего в более измененных породах и совпадение полученных Rb—Sr-значений с наиболее известными величинами K—Ar-возраста минералов группы глауконита из других разрезов инзерской свиты [6, 29].

K—Ar-возраст обр. 24 из зильмердакской свиты района г. Миньяр, равный 624 млн. лет, сильно «омоложен». Представленные в этом образце глобулы иллит-сметита в разной степени

деформированы и незначительно хлоритизированы; минералу в них на фоне хорошей трехмерной упорядоченности (политип 1M) свойственно низкое содержание калия (K_2O 5,49%) и значительное (>30%) количество разбухающих слоев в структуре. Во вмещающих породах наряду с глобулярным иллит-сметитом 1M развиваются аутигенные пластинчатые слюдястые минералы поли типа $2M_1$ с параметром b , равным 9,00—9,03 Å.

Анализируя все имеющиеся возрастные данные из каратавской серии, можно отметить следующее: 1) изученные образцы по сравнению со многими ранее датированными [6, 29] отличаются более высоким содержанием К (K_2O 5,50—9,37% против 3,50—7,06%); 2) корреляции между содержанием К и вычисленным K—Ar-возрастом для всей выборки каратавских образцов не наблюдается; 3) для всей этой выборки и для образцов отдельных свит намечается отрицательная корреляция между содержанием разбухающих слоев и вычисленным K—Ar-возрастом (фиг. 3); 4) наименьшие для определенного стратиграфического уровня значения возраста приурочены к тем слоям, в которых появляется пластинчатый слюдястый минерал поли типа $2M_1$, свидетельствующий о более сильных преобразованиях пород.

Рифей Учуро-Майского региона. В данном регионе определен возраст 11 образцов, происходящих с трех далеко разобщенных стратиграфических уровней: из верхнерифейской кандыкской свиты уйской серии, из среднерифейской тоттинской свиты керпыльской серии и из нижнерифейской эннинской свиты учурской серии (см. фиг. 2).

¹ Отсутствие кристаллохимических данных не позволяет точно идентифицировать пластинчатые минералы.

² Данные отложения, развитые в изолированном выходе между полями развития зильмердакской свиты и нижнерифейских толщ, отнесены к верхнему рифею по набору содержащихся в них органостенных микрофоссилий (определения А. Ф. Вейса), а к инзерской свите — по сходству литологического состава.

Модельный Rb—Sr-возраст обр. 67/2Г из кандыкской свиты р. Юдомы оказался равным 707 млн. лет. Этот образец представлен гидрослюдой иллитового состава политипа 1М. Минерал в нем отличается сильным колебанием цвета глобул — от зеленого до почти белого, разной и нередко весьма значительной степенью деформации, невысоким содержанием К (K_2O 6,77%), присутствием 15–20% разбухающих слоев и наличием следов хлорита. Все это позволяет сомневаться в сохранности изотопно-геохимических систем в рассматриваемом минерале. Тем не менее его Rb—Sr-возраст совпал по значению с К—Аг-датировкой (697 млн. лет) глобулярного слоистого силиката («глауконита»), ранее выделенного из того же обнажения [12], а полученные изотопные датировки хорошо согласуются как с геохронологическими, так и со стратиграфическими данными о возрасте этой свиты и несогласно налегающей на нее юдомской серии венда. Для глауконита названной серии опубликован ряд К—Аг-определений, лежащих в пределах 623–580 млн. лет [12], а глинистая фракция (<1 мкм) ее базальных горизонтов имеет изотопный Rb—Sr-возраст 639 ± 20 млн. лет при высоком первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$, равном 0,7273 [16].

Наиболее полная геохронологическая информация в Учуро-Майском регионе получена по среднерифейской тоттинской свите. Для разных участков обширного поля распространения свиты эта информация оказалась противоречивой.

Модельные Rb—Sr-возрасты гидрослюды иллитового (обр. 40/10) и Al-глауконитового (обр. 49/1, 43/4, 314Д, 44/3) составов, отобранных в нижней и средней частях свиты на р. Большой Аим и Аим, составляют 822–876 млн. лет. Они показывают некоторое уменьшение значений вверх по разрезу свиты, хотя величина такого уменьшения и сравнима с погрешностью определений. К—Аг-возраст, измеренный для обр. 43/4, равен, 861 млн. лет и совпадает с его Rb—Sr-возрастом (864 млн. лет). Иллитовой гидрослуде свойственна высокая степень окристаллизованности (политип 1М) при относительно низких количествах К (K_2O 5,27%), а Al-глауконитовым гидрослюдам наряду с хорошей трехмерной упорядоченностью (обр. 49/1, 44/3) присуща некоторая разупорядоченность структуры (политип 1Мд—1М) при более высоком содержании калия (K_2O 7,07–7,20%). Содержание разбухающих слоев у них одинаковое (15–20%); наблюдаются деформации глобул (обр. 40/7, 40/10), их хлоритизация (обр. 44/3) и кальцитизация (обр. 314Д).

Меньшие значения модельного Rb—Sr-возраста получены для образцов из нижней части тоттинской свиты в верховьях р. Учур (803 млн. лет; обр. 128) и на Кыллахской гряде (774 млн. лет; обр. 223И). Эти два образца, по составу отвечающие Al-глаукониту и иллиту соответственно, обладают высокими концентрациями К (K_2O 7,87–8,75%), хорошей трехмерной упорядоченностью (политип 1М), содержанием разбухающих слоев от 15 до 25%; из вторичных изменений наблюдается лишь незначительное ожелезнение в обр. 128 и следы хлорита в обр. 223И. Заслуживает упоминания, что минимальное значение возраста для тоттинской свиты получено для довольно тонкой фракции обр. 223И (см. табл. 2), минерал в которой содержит повышенное (20–25%) количество разбухающих слоев и, как это ни странно, много К (K_2O 8,75%). Этот образец в отличие от прочих тоттинских проб, отобранных из горизонтально залегающих толщ Учуро-Майской плиты, происходит из слабо деформированных и разбитых пологими надвигами отложений в краевой зоне Юдомо-Майского прогиба [27].

Изотопный возраст проанализированных нами минералов из тоттинских отложений в их естественных выходах оказался значительно меньше К—Аг-возраста Al-глауконита из вероятных аналогов этих отложений в Мокуйской параметрической скважине [9]. В этой скважине на глубине 2013–2141 м вскрыта темноцветная алевроит-глинистая толща по набору содержащихся органостенных микрофоссилий и литоло-

гическому составу близкая к тоттинской свите, хотя рядом геологов и сопоставляется с более низкими горизонтами разреза. Отобранные на глубине 2013—2035 м два образца Al-глауконита имеют одинаковые K—Ag-возрасты — 1115 и 1120 млн. лет и сходные минералогические характеристики [8, 9]. Они обладают хорошей трехмерной упорядоченностью (политип 1M), высоким содержанием K (K_2O 8,48—9,02%), практически лишены разбухающих слоев. Вместе с тем глобулам здесь, как и в других докембрийских разрезах Урала и Сибири, свойственны деформация и незначительная хлоритизация, и с этой точки зрения они существенно не отличаются от других образцов, рассмотренных в данной работе, в том числе и тех, которые показали явно «омоложенные» значения изотопного возраста.

K—Ag-данные образцов Мокуйской скважины согласуются с опубликованными ранее [6, 12] K—Ag-возрастами кристаллохимически не изученных глауконитовых минералов из тоттинских («эннинских» и омнинских) отложений. Эти возрасты составляют 1020—1136 млн. лет для образцов из бассейна среднего течения р. Май (70—140 км юго-восточнее района отбора наших проб в низовьях Большого Айма, см. фиг. 2) и 1160 млн. лет³ для нижнего течения Большого Айма. Рассматриваемые K—Ag-датировки соответствуют современным представлениям об изотопном возрасте тоттинской свиты, основанным на ее стратиграфическом положении и корреляции с гомофациальными толщами Енисейского кряжа, минимальный возрастной предел которых определен достаточно надежно. В то же время возрастные значения глобулярных слоистых силикатов из естественных выходов тоттинской свиты малы по сравнению с предполагаемым возрастом накопления свиты.

Из более древних горизонтов учуро-майского рифея проанализирован только обр. 85/5, происходящий из нижнерифейской эннинской свиты в верхнем течении р. Учур. Его K—Ag- и модельный Rb—Sr-возрасты соответственно равны 1158 и 1140 млн. лет. Изученные зерна деформированы и в значительной степени замещены гётитом. Минерал в них по составу относится к Al-глаукониту и характеризуется высоким содержанием калия (K_2O 9,16%), хорошей трехмерной упорядоченностью, а по содержанию разбухающих слоев (15—20%) относится к гидрослюде. Полученные возрастные данные значительно меньше возраста границы нижнего и среднего рифея (1350 ± 30 млн. лет) и по величине смыкаются с максимальными известными из литературы [8, 12] K—Ag-датировками геологически более молодых тоттинских отложений, отделенных от эннинских двумя региональными перерывами и временем накопления аймчанской серии (см. фиг. 2).

Обсуждение результатов. Полученные K—Ag- и Rb—Sr-датировки в совокупности образуют ряд значений, уменьшающихся по величине вверх по разрезу, млн. лет: нижнерифейские толщи 1140—1158, средне-рифейские 774—1120, верхнерифейские 624—848, нижекембрийские 430—496. Значительная часть из них, относящаяся к эннинской свите нижнего рифея, тоттинской свите среднего рифея, кандыкской свите верхнего рифея, к пестроцветной и люкатиской свитам нижнего кембрия, показывает общее совпадение K—Ag- и Rb—Sr-данных. Тем не менее основная масса этих изотопных возрастов в той или иной мере «омоложена» по сравнению со стратиграфическим возрастом соответствующих свит.

Несомненный интерес представляет анализ кристаллохимических особенностей датированных минералов, прежде всего содержания K, степени совершенства структуры и доли разбухающих слоев, т. е. тех характеристик, которые обычно рекомендуется учитывать при отборе образцов для изотопного датирования [45, 49]. Рассмотрение данных как для наших, так и для описанных в литературе образцов из тех же

³ В некоторых работах это определение ошибочно (см. [27], с. 68) переносится на р. Учур.

горизонтов показывает, что связи между содержанием К в изученных минералах какой-либо из рассмотренных толщ и степенью сохранности их изотопных К—Аг- и Rb—Sr-систем не наблюдается. К—Аг- и Rb—Sr-датировки, согласующиеся с ожидаемыми на основании стратиграфических данных, получены по минералам как с относительно высоким (обр. 19, 23, 60/3), так и с пониженным (обр. 67/2Г) содержанием К, а среди явно «омоложенных» есть образцы (99/9, 541, 223И, 85/5), содержащие K_2O до 8,5—9%. Эти и известные в литературе примеры позволяют нам вслед за рядом исследователей [7, 20, 21, 26] заключить, что по крайней мере для домезозойских глобулярных слоистых силикатов высокое содержание К отнюдь не гарантирует получение изотопного возраста, близкого ко времени седиментации или раннего диагенеза. Такое содержание может рассматриваться лишь как желательное свойство геохронометра, влияющее на стабильность его структуры.

Данных для суждения о влиянии степени совершенства структуры минерала на надежность его как геохронометра у нас недостаточно, так как большинство образцов представлены структурно упорядоченными минералами политипа 1М. Лишь для трех образцов Al-глауконитовых гидрослюд из тоттинской свиты отмечается некоторое структурное разупорядочение (политип 1Мd—1М). Поскольку К—Аг- и Rb—Sr-возрасты последних образцов согласуются с возрастами выделенных из той же толщи структурно-совершенных гидрослюд Al-глауконитового и иллитового составов, то можно заключить, что такое различие в степени упорядоченности минералов, если оно было первичным, не влекло за собой различий в устойчивости их изотопно-геохронологических систем по отношению к процессам «омоложения». Если же допустить, что структурное разупорядочение сопутствовало процессам, вызвавшим «омоложение», то придется признать, что нарушение изотопных систем происходило в одинаковой мере для всех минералов, независимо от особенностей их структуры.

Разбухающие (сметитовые) слои являются наиболее благоприятной ареной для катионообменных, адсорбционных и диффузионных реакций, способных приводить к нарушению изотопных систем слоистых силикатов, а для некоторых глауконитовых минералов показана пропорциональность между долей таких слоев и катионообменной способностью [41, 45 и др.]. В одной из наших возрастных выборок (верхний рифей Урала) действительно наблюдается отрицательная корреляционная связь между долей сметитовых слоев и вычисленными К—Аг- и Rb—Sr-возрастами (см. фиг. 3), известная и по другим примерам [26, 39]. Однако в иных рассмотренных в настоящей работе (нижний кембрий Эстонии и Сибири, средний рифей Сибири) или описанных в литературе [23, 43] выборках такой связи нет. В случае с кандыкской свитой согласующийся со стратиграфическим изотопный возраст получен по минералу, содержащему 15—20% разбухающих слоев, а минералы с минимальной долей последних (менее 5%) могут показывать как резко «омоложенные» (нижний кембрий р. Алдан), так и достоверные (тоттинская свита Мокуйской скважины) возрасты. Таким образом, влияние сметитового компонента на изотопные соотношения в изученных диоктаэдрических минералах не поддается однозначной интерпретации. Попутно отметим, что во всей совокупности изученных образцов в отличие от ряда описанных в литературе примеров [20, 41, 45 и др.] не наблюдается корреляции между содержаниями К в минерале и долей присутствующих в нем сметитовых слоев, хотя эти величины в нашем материале и подвержены значительным вариациям (см. табл. 2).

По аналогии с высокотемпературными слюдами — мусковитом и биотитом, а также с алюминиевыми и ферромагнезиальными разностями иллита [36] можно было бы ожидать, что изотопные системы минералов иллитового и Al-глауконитового состава окажутся более устойчивыми к наложенным воздействиям, чем системы собственно (железистого) глауконита. Однако в изученном материале степень искажения

изотопных возрастов различных членов изоморфного ряда глауконит — Al-глауконит — иллит и их структурных разновидностей оказалась одинаковой.

Таким образом, в целом для изученных минералов не наблюдается корреляции измеренных изотопных возрастов с такими параметрами, как степень упорядоченности структуры, доля разбухающих слоев, содержание отдельных химических компонентов, хотя в частных случаях закономерные вариации кажущихся возрастов относительно этих параметров отмечаются (но в каждом таком случае только с каким-то одним из них). Видимо, поиск связей между поведением изотопно-геохронологических систем и кристаллохимическими свойствами надо искать на более тонком уровне исследований.

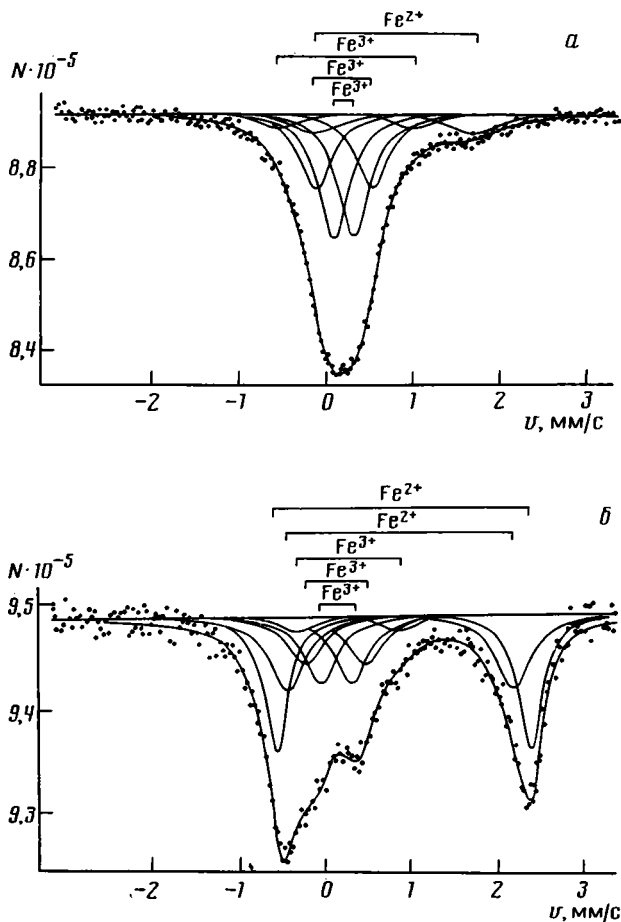
В связи с этим рассмотрим некоторые особенности мессбауэровских спектров изученных минералов. Эти спектры представляют собой суперпозицию квадрупольных дублетов ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} . Для ионов Fe^{3+} выделяются три дублета. Наиболее интенсивный из них с квадрупольным расщеплением $\Delta \approx 0,3$ мм/с и изомерным сдвигом (относительно нитропрусида Na) $\delta \approx 0,20$ мм/с, по-видимому, отвечает ионам Fe^{3+} октаэдрической сетки, находящимся в наиболее однородном зарядовом окружении. Менее интенсивный дублет, характеризующийся $\Delta \approx 0,77$ мм/с и $\sigma \approx 0,20$ мм/с, является суперпозицией дублетов ионов Fe^{3+} , находящихся в октаэдрическом слое в менее однородном зарядовом окружении, и ионов Fe^{3+} , соседствующих с Al, который изоморфно замещает Si тетраэдрического слоя. Самый слабоинтенсивный дублет с $\Delta \approx 1$ мм/с и $\delta \approx 0,27$ мм/с приписывается ионам Fe^{3+} , находящимся в гидроксилдефицитном анионном окружении.

Для ионов Fe^{2+} спектры большинства изученных образцов (2, 3, 5, Е-98, 99/9, 541, 40/10, 43/4, 314Д, 128, 85/5) характеризуются очень слабой по интенсивности линией поглощения, положение которой иногда вообще не удается однозначно определить из-за наличия сильно размытого сигнала поглощения, лежащего в области от 1 до 2 мм/с и описываемого линией с исключительно большой полушириной ($\sim 0,80$ мм/с). Типичный спектр этого типа показан на фиг. 4, а, а появление такого сигнала, по-видимому, обусловлено переносом заряда между парами $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$ [42]. Железо приобретает в этом случае как бы среднюю валентность с мессбауэровскими параметрами, промежуточными между параметрами ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} . Важно, что информация о существовании $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$ зарядового обмена может быть получена лишь при наличии в октаэдрическом слое не изолированных пар $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$, а их цепочек или даже целой области существования [34]. Отсюда следует, что в октаэдрических слоях большинства исследованных минералов, по-видимому, существуют области, обогащенные ионами железа.

Упомянутый сигнал, имеющий форму «плеча», в исследованном материале отсутствует лишь в спектрах образцов 60 и 60/3 (инзерская свита, Южный Урал). В этих минералах с малым содержанием железа удалось однозначно определить изомерный сдвиг и квадрупольное расщепление для ионов Fe^{2+} . Выделены два дублета ионов Fe^{2+} , традиционно относимые к транс(M1)- и цис(M2)-положениям в октаэдрической сетке минерала (см. фиг. 4, б). Отсутствие «плеча», по-видимому, указывает на равномерное распределение железа по октаэдрическому слою и отсутствие цепочек или областей существования пар $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$.

Из всех образцов, для которых получены мессбауэровские спектры, только образцы 60 и 60/3 имеют изотопный (Rb — Sr) возраст, близкий к предполагаемому на основании стратиграфических данных⁴, хотя К — Аг-возраст одного из них несколько «омоложен». Возможно, что минералы с равномерным распределением железа в октаэдрическом слое обладают более устойчивой к вторичным воздействиям структурой

⁴ После сдачи работы в печать подобные мессбауэровские спектры получены для образцов 67/2Г (верхний рифей, кандыкская свита) и 23 (средний рифей, тоттинская свита), изотопный возраст которых согласуется со стратиграфическим их положением.



Фиг. 4. Мессбауэровские спектры изученных образцов. Гидро-
 рослюда иллитового состава: а — обр. 40/10; б — обр.
 60/3

по сравнению с минералами, в октаэдрическом слое которых существуют области с повышенной концентрацией катионов железа, но для уверенного суждения по данному вопросу требуется, конечно, большее количество данных. Отметим, что особенности мессбауэровских спектров не впервые предлагаются для диагностики вторичных изменений в глауконитовых минералах [1, 18 и др.], однако в цитированных работах использованы другие подходы и диагностические признаки.

Отвлекаясь от кристаллохимического уровня исследований, попробуем проанализировать, какие геологические факторы могли быть ответственны за нарушение изотопных систем в исследованных минералах. При этом важно помнить, что почти все наши образцы, датированные двумя (К — Аг и Rb — Sr) методами показали в общем сходящиеся значения изотопного возраста. Вопрос заключается в следующем: отражают ли согласующиеся Rb — Sr- и К — Аг-возрасты датированных минералов время проявления каких-либо реальных геологических событий, и если да, то какие именно?

Сравнительному изучению поведения Rb — Sr- и К — Аг-систем в глауконите под воздействием различных природных процессов посвящено относительно небольшое число работ. Анализ их показывает, что выветривание приводит к соотношению кажущихся возрастов $t(K-Ag) > t(Rb-Sr)$, тогда как термальные влияния в зонах катагенеза и анхиметаморфизма порождают обратную картину [45, 49, 50]. В то же время предполагается, что геологические события, включающие

циркуляцию флюидной фазы, могут приводить к полной потере радиогенных продуктов глауконита и тем самым к согласованию кажущихся Rb — Sr- и K — Ar-возрастов [38].

Как известно, существует несколько геологических объяснений причин нарушения изотопно-геохронологических систем в глауконитовых минералах. Обычно главной причиной перевода K — Ar-часов считают прогрев толщ в ходе «метаморфизма погружения» (эпигенеза, анхиметаморфизма). В основе этой посылки лежат развивавшиеся в литературе представления о низкотемпературной диффузии ^{40}Ar из глауконита [37] и экспериментальные данные о начале потери радиогенного ^{40}Ar из структуры минерала при температуре $200 \div 250^\circ\text{C}$ [20, 26, 45]. Возможно, что с такими потерями ^{40}Ar могло быть связано омоложение отдельных образцов из верхнерифейских отложений Урала в районе г. Миньяра и на р. Зилим (см. табл. 2). Такое объяснение согласуется с наблюдаемым в инзерских образцах соотношением $t(\text{K} - \text{Ar}) < t(\text{Rb} - \text{Sr})$ и с появлением в зильмердакском и одном из инзерских образцов пластинчатых слюдистых минералов поли типа 2M_1 , свидетельствующих о более сильных преобразованиях пород.

В других изученных регионах такое объяснение кажется неприменимым. Дело в том, что нижнекембрийские отложения Эстонии и р. Алдан, содержащие значительно «омоложенные» глауконитовые датировки, никогда не погружались на глубину более 1 км, а рифейские толщи Учуро-Майской плиты, также имеющие большей частью «омоложенные» датировки по изученным силикатам, хотя и погружались нижними своими горизонтами до 2–2,5 км, сохранили положительную корреляцию изотопного возраста со стратиграфическим, и все эти толщи обнаруживают совпадение K — Ar- и Rb — Sr-возрастов. Установленное «омоложение» не может быть приписано также и влиянию тектонических деформаций, так как все эстонские и алданские и все, кроме обр. 223И, учуро-майские образцы взяты из горизонтально залегающих отложений.

И. В. Николаева считает, что «омоложение» изотопных (K — Ar) систем минералов группы глауконита контролировалось химическими и структурными изменениями минералов, связанными с процессами древнего (континентального и главным образом подводного) выветривания, и что направленность изменений в значительной мере определялась первичной фациальной зональностью химического состава этих минералов и вмещающих осадков, а интенсивность — хронологическими соотношениями глауконитсодержащих толщ и эпох главных складчатостей [20, 21]. Приложение данной модели к рассматриваемым здесь объектам встречает большие трудности. Процессы омоложения в нашем случае в равной мере проявились в отложениях разного фациального типа, с одинаковой силой охватили минералы каждого из трех структурно-изоморфных рядов и привели к согласованию K — Ar- и Rb — Sr-датировок, тогда как на примере современных профилей показано [45, 49, 50], что при выветривании K — Ar-возраст глауконита оказывается больше, чем Rb — Sr.

Перевод радиоактивных часов глауконитовых минералов может быть связан и с процессами регрессивного эпигенеза (катагенеза), вызванными, в частности, тектоническим поднятием территории и выводом глауконитсодержащих толщ в зону проникновения метеорных вод [20, 40, 44]. Наиболее строго такую связь доказали Дж. Мортон и Л. Лонг [44], установившие, что в палеозойских отложениях Техаса (США) Rb — Sr-изохроны для глауконитов определяют время стратиграфических перерывов, отделяющих глауконитсодержащие толщи от вышележащих.

Анализ нашего материала под этим углом зрения показывает, что в ряде случаев действительно наблюдается совпадение полученных «омоложенных» K — Ar- и Rb — Sr-датировок с установленным или предполагаемым изотопным возрастом реальных стратиграфических несогласий в региональных последовательностях отложений. В самом

деле, K—Ag- и Rb—Sr-возрасты образца из раннерифейской эннинской свиты (соответственно 1158 и 1140 млн. лет) близко соответствуют времени регионального перерыва и перестройки структуры Учуро-Майской плиты, которые предшествовали керпыльской серии (~1200 млн. лет [27]). K—Ag- и Rb—Sr-возрасты тоттинских образцов р. Большой Аим (822–876 млн. лет) по существу совпадают с предполагаемым возрастом нижней границы уйской серии (800–850 млн. лет), а эта серия в крайних своих западных выходах (географически наиболее близких к бассейну Большого Аима, см. фиг. 2) в основании несет следы размыва и знаменует важную активизацию восходящих движений в областях сноса, расположенных к западу и востоку от современной полосы ее распространения [27]. Полученные нами и И. В. Николаевой с соавт. [22] K—Ag- и Rb—Sr-возрасты нижнекембрийского глауконита р. Алдан (соответственно 477–393 и 456–455 млн. лет) в основном по значению отвечают среднему и позднему ордовика — начальным этапам длительного континентального перерыва, установившегося в этой части Сибири в позднем кембрии и продолжавшегося до начала мезозоя.

Большой интерес в рассматриваемом аспекте представляет анализ эстонских данных. Приведенные выше K—Ag- и Rb—Sr-датировки глауконитовых минералов из нижнекембрийской (атдабанской) люкатиской свиты (соответственно 438–496 и 430–472 млн. лет) в пределах ошибки совпадают с K—Ag-возрастом глауконита из геологически значительно более молодых фосфоритоносных отложений пакерортского горизонта (месторождения Раквере, Эстонская ССР, и Кингисепп, Ленинградская обл.). Этот возраст равен 458–490 млн. лет при содержании K 5,72–6,45% (шесть образцов, определения ВСЕГЕИ, сборы Г. П. Дубаря). Пакерортский горизонт по составу конодонтов и акритарх в настоящее время относят к верхней, верхнефранконской части верхнего кембрия и к тремадокскому ярусу ордовика [2], причем фосфоритоносные слои тяготеют к нижней части горизонта. Изотопный возраст границы кембрия и ордовика в современных схемах оценивают в 505 [31] или 495^{+5}_{-10} млн. лет [45]. Если это так, то K—Ag-возраст пакерортских глауконитов несколько «омоложен».

Совпадающие «омоложенные» значения изотопного возраста геологически существенно разновозрастных толщ (люкатиской свиты и пакерортского горизонта) в главной своей части попадают на конец раннего — начало среднего ордовика. В этом стратиграфическом диапазоне в Северной Эстонии существует латерально выдержанный позднеаренигский перерыв. Его изотопный возраст, вероятно, близок к 480–470 млн. лет, так как возраст нижней и верхней границ аренига сейчас оценивается соответственно в 475^{+10}_{-5} и 470 ± 10 [45] или 488 и 478 млн. лет [31]. Вряд ли флуктуации «омоложенных» датировок люкатиских и пакерортских глауконитов вокруг значения изотопного возраста позднеаренигского перерыва являются случайными. В свете имеющихся данных можно полагать, что явления регрессивного эпигенеза во время этого перерыва и были ответственны за нарушения изотопно-геохронологических систем глауконита из люкатиских и пакерортских отложений.

При всей привлекательности рассматриваемой модели остается неясным, почему изотопные системы изученных минералов отреагировали на какие-то одни перерывы и проигнорировали другие, как более ранние, так и более поздние. Ответ на поставленный вопрос требует более широкого изотопно-геохронологического материала и более детального анализа региональных геологических данных. В настоящее время можно предполагать, что 1) перестройки изотопно-геохронологических систем рассматриваемых геохронометров были связаны лишь с теми восходящими движениями, которые приводили к резкой смене режима и (или) химизма поровых вод вследствие выведения глауконитосодержащих толщ на относительно высокий гипсометрический уровень;

2) перестроившись в ходе данного перерыва, изотопные системы могли, видимо, терять способность к новым перестройкам во время последующих перерывов. Если первое из этих предположений подтвердится, геологи смогут получить в свое распоряжение своеобразный способ не только датирования, но и некоторого ранжирования перерывов.

* * *

Полученные нами и имеющиеся в литературе данные свидетельствуют о том, что глобулярные диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты — глауконит, Al-глауконит, иллит и их структурные разновидности способны с какого-то момента геологической истории выступать как замкнутые системы в отношении изотопов K, Rb, Ar и Sr. Момент замыкания изотопных систем этих минералов может быть максимально приближен к этапу осадконакопления (ранний диагенез), но чаще оторван от него во времени. Величина такого отрыва всецело определяется местными особенностями геологической истории и от случая к случаю может изменяться в широких пределах. Поэтому расхожее представление об обязательной или наиболее вероятной величине «омоложения» изотопных возрастов рассматриваемых минералов (10–20%) — не более чем неоправданное упрощение картины, тем более что в рамках какой-то одной модели пока не удается объяснить поведение Rb—Sr- и K—Ar-систем этих геохронометров. В каждом конкретном случае приходится искать свою причину или свои причины замыкания и нарушения их изотопных систем.

Из сказанного следует, что практиковавшееся до недавнего времени (особенно в отечественной литературе) датирование единичных образцов глауконита и основанные на полученных результатах межрегиональные корреляции не могут более способствовать прогрессу стратиграфических значений. Для соотнесения изотопно-геохронологических данных с конкретными событиями геологической истории того или иного региона кажется совершенно необходимым проведение детальных исследований, включающих изучение минералогии геохронометров, параллельное использование K—Ar- и Rb—Sr-методов, определение величин первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, анализ всех имеющихся стратиграфических, геологических и литологических данных об истории формирования и преобразования пород.

До тех пор, пока мы не получим возможности априори судить о пригодности того или иного образца для определения какого-либо конкретного события в жизни осадка-породы, глобулярные 2:1 слоистые силикаты, по-видимому, не могут использоваться как прямой инструмент телекорреляции и калибровки геохронологической шкалы. Более того, следует признать, что изотопные датировки границ в существующих геохронологических шкалах, установленные только по результатам K—Ar-датирования этих минералов, требует серьезной проверки, а возможно, и полного пересмотра.

Литература

1. Амирханов Х. И., Анохина Л. К., Николаева И. В. и др. Изучение влияния изоморфизма на K—Ar равновесие в минералах группы глауконита (МГТ) по ГР-спектрам железа//Методические аспекты калий-аргоновой геохронометрии. Махачкала: Даг. фил. АН СССР, 1984. С. 44—48.
2. Боровко Н. Г., Сергеева С. П., Волкова Н. А. и др. Опорный разрез пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты (р. Ижора)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 54—62.
3. Варшавская Э. С., Горохов И. М., Крылов И. Н. и др. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований//Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 30—36.
4. Вейс А. Ф. Микрофоссилии в стратиграфии верхнего докембрия Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1986. 20 с.
5. Волобуев М. Л., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Возраст фундамента и геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа//Определение абсолют-

- ного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976. С. 39—47.
6. Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда)//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431—456.
 7. Горохов И. М., Семихатов М. А. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Сообщение 2. Поведение Rb и Sr в ходе диагенеза, катагенеза и начального метаморфизма//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 87—109.
 8. Ивановская Т. А. Минералогия диоктаэдрических слюд группы глауконита из разновозрастных осадочных образований: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 1986. 18 с.
 9. Ивановская Т. А., Аракелянц М. М., Вейс А. Ф., Ципурский С. И. Новые данные в характеристике рифейских отложений Мокуйской параметрической скважины (Юго-Восточная Якутия)//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 124—130.
 10. Ивановская Т. А., Смелов С. Б. Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г. Миньяра)//Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 147—151.
 11. Ивановская Т. А., Ципурский С. И. Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан-Сулугур//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 78—86.
 12. Казаков Г. А., Кнорре К. Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы//Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973. С. 192—205.
 13. Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 155 с.
 14. Кац М. Я., Шугов В. Д., Дриц В. А. и др. Факторы, определяющие «аномальные» значения абсолютного возраста глауконита//Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 208—211.
 15. Келлер Б. М., Ивановская Т. А., Смелов С. Б. Использование глауконита для датирования возраста рифейских отложений европейской части СССР/Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы (тез. докл. XIX сес. Комиссии по определению абс. возраста). Махачкала: Даг. фил. АН СССР. 1975. С. 67—68.
 16. Краснобаев А. А., Ронкин Ю. Л., Лепехина О. П. Рубидий-стронциевое датирование глинистых осадков//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 3—17.
 17. Краснобаев А. А., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР: современное состояние//Методы изотопного датирования и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 159—183.
 18. Малышева Т. В., Казаков Г. А., Сатарова Л. М. Степень пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста К—Аг-методом по данным мессбауэровской спектроскопии//Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 72—84.
 19. Методические рекомендации по определению возраста горных пород радиологическими (изотопными) методами. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 104 с.
 20. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.
 21. Николаева И. В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы//Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 4—41.
 22. Николаева И. В., Бородаевская З. В., Сухаренко А. В. Генетические особенности, эволюция химического состава и изотопный возраст глауконита на границе венда с кембрием (Алданский и Юдомо-Майский районы)//Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975. С. 77—98.
 23. Николаева И. В., Крашенинников В. А., Головин Д. И., Ивановская Т. А. Возможности радиологического датирования по глаукониту палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 76—88.
 24. Новиков Г. В., Альбер С. И., Рубцов В. А. и др. Прямое доказательство упорядочения вакансий в высокотемпературном гексагональном пирротине//Геохимия. 1974. № 11. С. 1628—1632.
 25. Решение Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I. Объяснительная зап. к региональным стратиграфическим схемам, утвержденным МСК СССР. Новосибирск, 1983. 215 с.
 26. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 239 с.
 27. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 213 с.
 28. Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы/Под ред. Келлера Б. М., Розанова А. Ю. М.: Наука, 1979. 236 с.
 29. Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология./Под ред. Келлера Б. М. М.: Наука, 1983. 189 с.
 30. Фирсов Л. В., Николаева И. В., Лебедев Ю. Н., Солнцева С. М. Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдястых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики//Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971. С. 165—192.

31. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
32. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25—33.
33. Хунцикер И. К—Аг-метод определения возраста // Изотопная геология. М.: Мир, 1984. С. 62—89.
34. Amthauer G., Rossman G. R. Mixed valence of iron in minerals with cation clusters // Phys. Chem. Minerals. 1984. V. 11. № 1. P. 37—51.
35. Bailey S. W., Brindley G. W., Fanning D. S. e. a. Report of the clay minerals society nomenclature committee for 1982 and 1983 // Clays and Clay minerals. 1984. V. 32. № 3. P. 239.
36. Clauser M., Kroner A. Strontium and argon isotopic homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Upper Damara sequence of Northern Namibia (South West Africa) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 43. № 2. P. 117—131.
37. Evernden J. F., Curtis G. H., Obradovich J., Kistler R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method // Geochim. et cosmochim. acta. 1961. V. 23. № 1—2. P. 78—99.
38. Grant N. K., Laskowski T. E., Foland K. A. Rb—Sr and K—Ar ages of Paleozoic glauconites from Ohio-Indiana and Missouri, U. S. A. // Chem. Geol. 1984. V. 46. № 3. P. 217—239.
39. Kohler E. E., Köster H. M. Remarks on the influence of depositional environment on radiometric age measurement // Geol. Jahrb. 1982. Ser. D. № 52. P. 101—111.
40. Laskowski T. E., Flugeman R. H., Grant N. K. Rb—Sr glauconite systematics and the uplift on the Cincinnati arch // Geology. 1980. V. 8. № 8. P. 368—370.
41. Manghnani M. H., Hower J. Glauconites: cation-exchange capacities and infrared spectra. Pt 1 // Amer. Mineralogist. 1964. V. 49. № 5—6. P. 586—598.
42. McConchie D. M., Ward J. B., McCann V. H., Lewis D. W. A Mössbauer investigation of glauconite and its geological significance // Clays and Clay minerals. 1979. V. 27. № 5. P. 339—348.
43. Morton J. P., Long L. E. Br—Sr dating of Paleozoic glauconite from the Llano Region, Central Texas // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. V. 44. № 5. P. 663—672.
44. Morton J. P., Long L. E. Rb—Sr ages of glauconite recrystallization: Dating time of regional emergence above sea level // J. Sediment. Petrol. 1984. V. 54. № 2. P. 495—506.
45. Numerical dating in Stratigraphy / Ed. Odin G. S. Wiley and Sons, 1982. 1040 p.
46. Obradovich J. D., Peterman Z. E. Geochronology of the Belt Series, Montana // Canad. J. Earth Sci. 1968. V. 5. № 2. Pt 2. P. 737—747.
47. Odin G. S. Glauconites: constitution, formation, age. These de Doctoral d'Etat. P., 1975. 250 p.
48. Odin G. S., Gale N. H., Auvray B. e. a. Numerical dating of the Precambrian-Cambrian boundary // Nature. 1983. V. 301. P. 21—23.
49. Pasteels P. Radiometric datation of sediments // Rent. Soc. ital. miner. e petrol. 1985. V. 40. № 1. P. 17—24.
50. Pasteels P., Keppens E. Re-examination of some Rb—Sr and K—Ar age determination of Cretaceous and Tertiary deposits in Belgium and the adjacent countries // Bull. Soc. belge Geol. 1981. V. 90. № 4. P. 319—329.
51. Veizer J., Compston W., Glauert N., Schidlowski M. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a «mantle» event at ~900 Ma ago // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. V. 47. № 2. P. 295—302.
52. Zhang Zichao, Ma Guogan, Lee Huagin. The chronometric age of the Sinian-Cambrian boundary in the Yabgtze platform, China // Geol. Mag. 1984. V. 121. № 3. P. 175—178.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
7.1.1987

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР,
Ленинград

УДК 553.22:553.492.6

АЛУНИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАСОМАТИТЫ БЕГАНЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

ВДОВЕЦ А. З.

Приведены новые данные по геологии, минералогии, геохимии, генезису алунитсодержащих метасоматитов Беганьского месторождения. Выделены два комплекса измененных пород и основные минеральные парагенезисы, обоснован механизм образования метасоматитов, выявлены закономерности распределения на месторождении основных и примесных элементов. Разработана схема формирования месторождения. Подчеркнуто практическое значение проведенных исследований для поисков, разведки и отработки аналогичных месторождений.

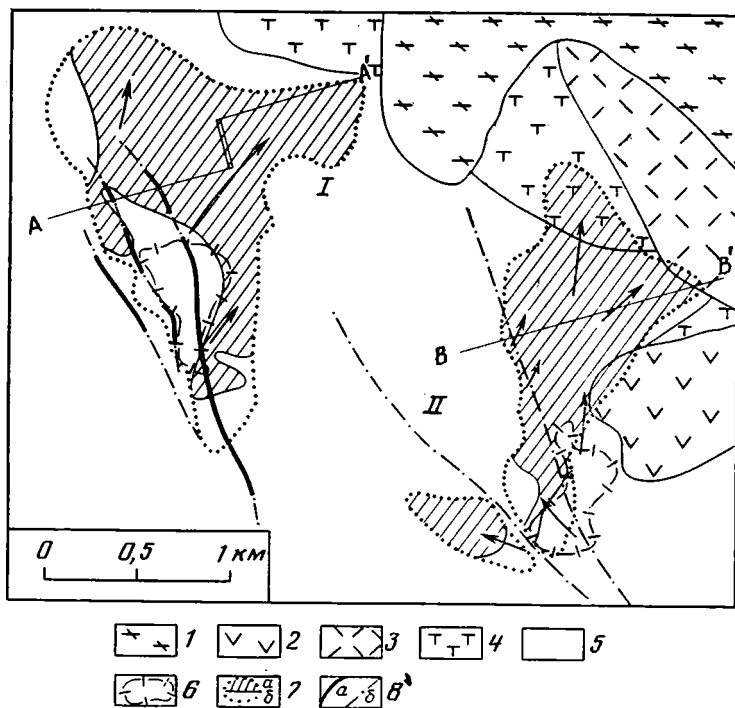
Беганьское алунитовое месторождение в силу слабой эродированности и хорошей сохранности, относительной простоты геологического строения, высокой степени разведанности и изученности представляет благоприятный объект для исследования как собственно алунитовых месторождений вулканического типа, так и вообще близповерхностных метасоматических образований областей поствулканической активности. Многочисленные работы, посвященные этому месторождению [6, 7, 15, 16, 18—23, 27, 30, 32, 35, 36 и др.], в значительной степени освещают его геологию, формационную принадлежность, условия образования. В настоящей статье приведен ряд новых данных о геологическом строении и минералого-геохимических особенностях алунитсодержащих метасоматитов, что позволяет уточнить существующие представления об условиях их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Беганьское месторождение, расположенное в 12 км к северо-западу от г. Берегово Закарпатской обл., в геотектоническом отношении находится в пределах Внутрикarpатского срединного массива, в горстовой зоне сочленения Закарпатского внутреннего прогиба с Большой Венгерской впадиной и приурочено к проходящему здесь Припаннонскому глубинному разлому. Формирование месторождения относится к раннеорогенной стадии альпийского тектогенеза и связано с процессами отраженной активизации, затронувшими Внутрикarpатский срединный массив, где одним из ее проявлений явились блоковые движения в горстовой зоне Припаннонского разлома и активная вулканическая и поствулканическая деятельность [19, 38].

В строении Беганьского рудного поля принимают участие в основном вулканогенные и осадочные породы неогена, залегающие на мезозойском фундаменте горстовой зоны. Месторождение находится среди толщ нижнесарматских липаритовых туфов доробратовской свиты, разделенной на отдельные горизонты двумя прослоями аргиллитов [23]. В структурном отношении Беганьское месторождение представляет собой пологую антиклиналь, разбитую системой разломов на отдельные блоки [32]. Месторождение состоит из двух участков — Беганьского и Дедовского, удаленных друг от друга на расстояние 1 км (фиг. 1). На Беганьском участке главное сбросовое нарушение (Майская зона) и оперяющие трещины вмещают барит-полиметаллическое оруденение, на Дедовском — они безрудные.

На каждом участке в измененных липаритовых туфах установлен принципиально одинаковый набор метасоматических пород: моноквар-



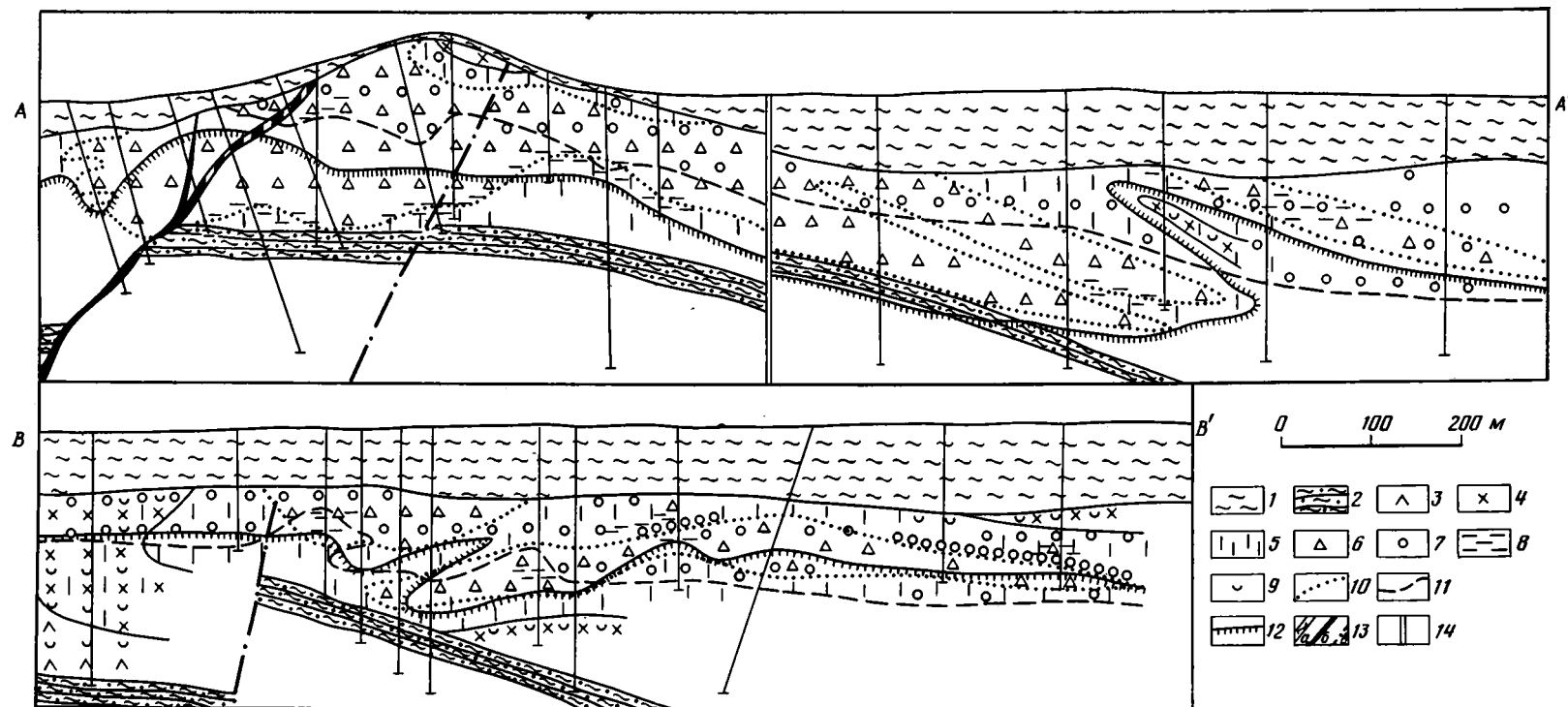
Фиг. 1. Геологическая схема Беганьского месторождения (составлена по материалам Ю. В. Сабова)

1 — глины, пески, туффиты (N_{1-2kb}); 2 — андезитобазальты (N_{1-2pn}); 3 — глины, туфопесчаники и др. (N_{1al}); 4 — алевролиты, туффиты и др. (N_{1lk}); 5 — липаритовые туфы (N_{1dr}); 6—7 — площади метасоматитов, развитых по липаритовым туфам: 6 — монакварцитов, 7 — алунитовых кварцитов (а — опализированных, б — не содержащих опала); 8 — разрывные нарушения (а — вмещающие барит-полиметаллические руды, б — безрудные); AA', BB' — линии разрезов, представленных на фиг. 2 и 3; I, II — участки (I — Беганьский, II — Дедовский)

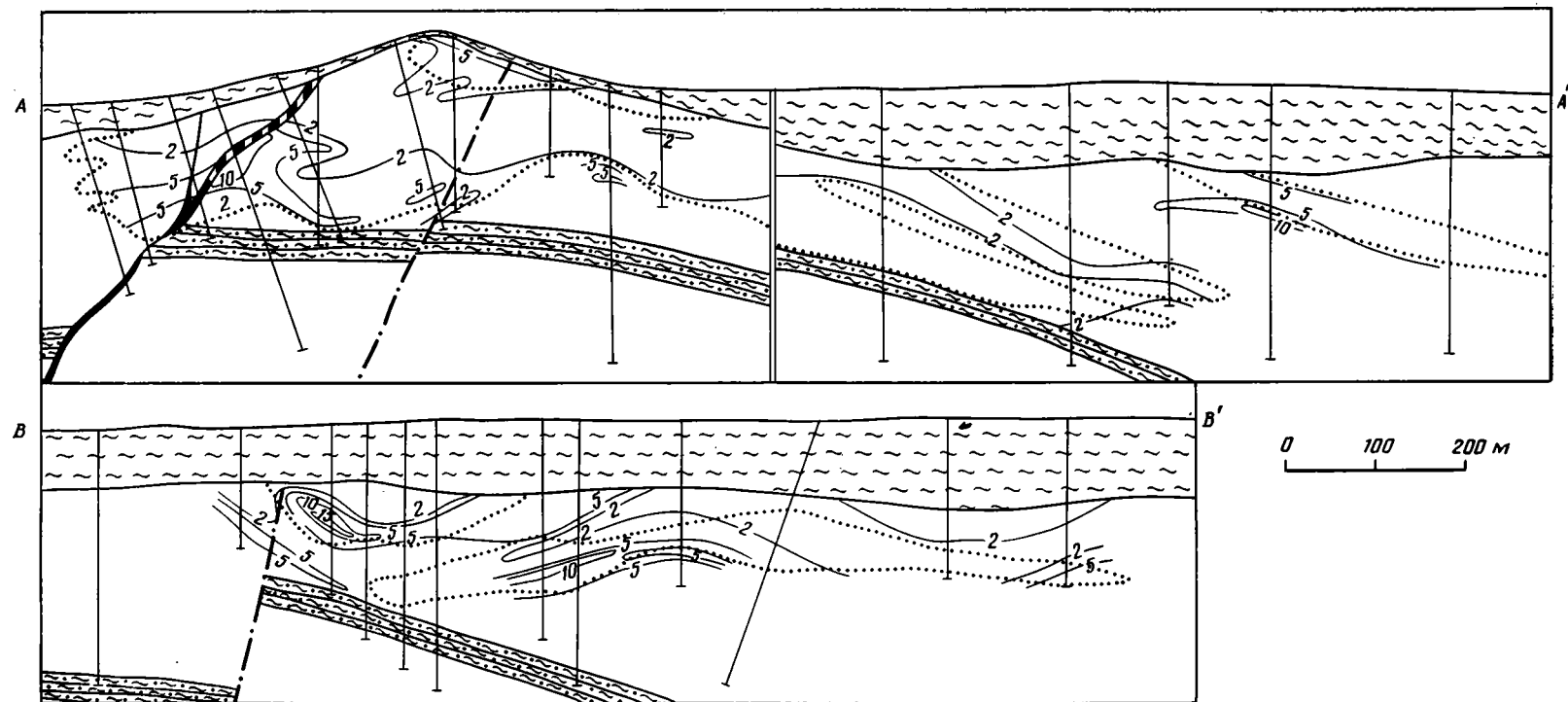
циты, алунитовые кварциты, аргиллизиты, адуляризиты и пропилиты, а также развиты зона опализации и так называемая зона окисления, выделяемая по присутствию в породах железа в оксидной форме. Пространственные взаимоотношения этих образований обуславливают особенности геологического строения массивов измененных пород.

Алунитовые кварциты образуют на каждом участке мощные линзо- или пластообразные тела, вытянутые и полого погружающиеся от основных сбросовых нарушений в северо-восточном направлении. Аргиллизиты, адуляризированные породы и пропилиты последовательно облекают алунитовые кварциты снизу, с флангов, нередко сверху. Залегание в кровле лунитовых кварцитов зоны аргиллизитов, сменяющейся ближе к поверхности зоной адуляризированных пород, установлено в северной части Беганьского участка, в северо-восточной и южной частях Дедовского участка. В северо-восточной части Беганьского участка удалось показать существование двух горизонтов алунитовых кварцитов, разделенных зонами аргиллизированных и адуляризированных пород (фиг. 2 и 3). Таким образом, алунитовые кварциты, аргиллизиты, адуляризированные породы и пропилиты образуют серию согласно залегающих метасоматических тел. Эта серия представляет собой единую метасоматическую колонку, которая прослеживается от центра в различных направлениях, в том числе вверх и во встречных направлениях между двумя горизонтами алунизированных пород.

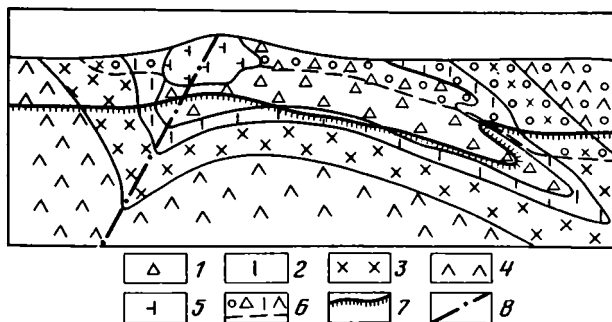
Граница между пирит- и гематитсодержащими породами, приуроченная в общем к близповерхностным горизонтам, имеет сложное залегание, во многом определяемое геологическим строением месторождения. Эта граница отмечается на минимальной (50 м) глубине в зоне основных сбросовых нарушений Беганьского участка и на удалении от



Фиг. 2. Распределение минеральных парагенезисов метасоматических пород на разрезах по линиям AA' и BB' (см. фиг. 1)
 1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя осадочная толща доробратовской свиты (нижний сармат); 3—9 — минеральные парагенезисы (3 — альбит-кальцит-кварцевый с хлоритом?, 4 — адуляр-кальцит-кварцевый, 5 — каолинит-диксит-кварцевый, 6 — алунит-кварцевый, 7 — опаловый — сгущения значков показывают места залегания моноопалитов, 8 — галлуазитовый, 9 — монтмориллонит-гидрослюдистая минерализация); 10 — 20%-ный контур алунитовой залежи; 11—12 — границы (11 — зоны опализации, 12 — между гематит- и пиритсодержащими породами); 13 — разрывные нарушения (а — с баритовым оруденением, б — с полиметаллическим оруденением, в — безрудные); 14 — линия переноса разреза (см. фиг. 1)



Фиг. 3. Содержание железа (в форме Fe_2O_3 , мас.%) в метасоматических породах на разрезах по линиям AA' и BB' (см. фиг. 1). Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 4. Принципиальная схема пространственных взаимоотношений метасоматических пород в разрезе Беганьского месторождения

1 — алунитовые кварциты; 2 — аргиллизиты; 3 — адуляризированные породы; 4 — пропилиты; 5 — монокварциты; 6 — зона опализации; 7 — граница между гематит- и пиритсодержащими породами; 8 — разрывные нарушения

нее испытывает заметное погружение (до 100—180 м). На обоих участках граница между пирит- и гематитсодержащими породами залегает в значительной степени согласно с контуром алунитовых кварцитов. В случае развития разобщенных алунитовых тел на разной глубине эта граница нередко приобретает в разрезе зигзагообразную форму (см. фиг. 2). Подобное залегание границы гематитсодержащих пород свидетельствует об их формировании одновременно с метасоматической колонкой алунизации при участии тех же эндо- и экзогенных факторов. Каких либо образований, возникших под действием только экзогенных процессов, в алунитовых кварцитах не наблюдается.

Монокварциты и опализованные породы залегают вблизи поверхности: первые — около разрывных нарушений, вторые — на некотором удалении от них. Монокварциты располагаются обычно среди алунитовых кварцитов, но нередко контактируют и с аргиллизитами, т. е. залегают несогласно по отношению к зонам метасоматической колонки. Еще более отчетливое несогласное залегание имеет зона опализации. Она приурочена к близповерхностным горизонтам и пересекает границы всех метасоматитов (кроме монокварцитов). Несогласное залегание зоны опализации установлено во всех изученных разрезах. Несогласие проявляется особенно ярко на флангах месторождения, где границы метасоматитов в близповерхностной зоне имеют крутое падение. На залегание зоны опализации оказывает влияние расположение метасоматитов алунит-пропилитовой серии (см. фиг. 2). Алунитовые кварциты не способствуют развитию зоны опализации, тогда как в аргиллизитах и адуляризированных породах ее мощность заметно увеличивается. В этом отношении показателен также характер распространения моноопалитов (наиболее интенсивно опализованных пород, содержащих до 95% опала), пластообразные тела которых залегают в аргиллизитах непосредственно над кровлей алунитовой залежи (см. фиг. 2).

На Беганьском месторождении целесообразно выделить два комплекса метасоматических пород: 1) алунитовые кварциты, аргиллизиты, адуляризированные породы и пропилиты, залегающие согласно и представляющие единую метасоматическую колонку, которая прослеживается на каждом участке от главных разрывных нарушений в различных направлениях; 2) опализованные породы и монокварциты, залегающие несогласно по отношению к метасоматитам первого комплекса (фиг. 4).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Вопросы минералогии метасоматических пород Беганьского месторождения освещены в ряде работ [2, 3, 23 и др.], поэтому здесь подробно не рассматриваются. Минеральный состав является основным крите-

рием для выделения разновидностей метасоматических пород, в которых имеются как общие (сквозные) минералы, так и характерные только для данной породы. Во всех метасоматитах широко распространены пирит, гематит и в особенности кварц, присутствующий в виде реликтовых кристаллокластов и в виде новообразованного аллотриоморфно-зернистого агрегата (микрокварца).

Пропилитизированные породы состоят из альбита, кварца, монтмориллонита, гидрослюда, карбоната, хлорита, пирита. О парагенезисе пропилитов можно говорить лишь ориентировочно из-за слабой изученности этих пород и присутствия в них большого количества мелкозернистых плохораскристаллизованных фаз. По-видимому, в основной минеральный парагенезис входят альбит, кальцит, кварц, а также пирит и хлорит.

Адуляризированные породы выделяются по развитию в миндалинах адуляра, хлорит для них не характерен. В остальном их минеральный состав сходен с пропилитами. Адуляризированные породы Дедовского участка отличаются от аналогичных пород Беганьского участка повышенным содержанием монтмориллонита и пониженным — гидрослюда. В основной минеральный парагенезис адуляризированных пород входят адуляр, кальцит, микрокварц, пирит (или гематит). В переходной зоне между адуляризированными породами и пропилитами отчетливо наблюдается замещение альбита адуляром, т. е. развитие адуляризированных пород за счет пропилитов.

Аргиллизированные породы состоят главным образом из каолинита (диккита) и кварца при подчиненном количестве монтмориллонита, гидрослюда, пирита, гематита, барита. Изучение с помощью методов рентгеновской дифракции и инфракрасной спектроскопии главного глинистого минерала этих пород, считавшегося каолинитом, показало, что он является смесью каолинита и диккита, причем на Беганьском участке преобладает диккит, а на Дедовском — каолинит. Основным минеральным парагенезисом аргиллизированных пород является каолинит (диккит)-кварцевый с пиритом или гематитом. В аргиллизированных породах довольно часто встречается барит, особенно на Беганьском участке. При этом всегда отчетливо устанавливается коррозия барита каолинитом (диккитом), гематитом, микрокварцем основной массы. Таким образом, формирование аргиллизированных пород произошло в целом после образования барита. В переходной зоне между аргиллизированными и адуляризированными породами, мощность которой достигает 100 м, наблюдается замещение каолинитом (диккитом) адуляра, кальцита, монтмориллонита, гидрослюда вплоть до образования каолинита (диккит)-кварцевой породы, т. е. устанавливаются признаки разрастания зоны аргиллизитов за счет адуляризированных пород.

Алунитовые кварциты состоят из двух главных минералов: алунита и кварца. В небольшом количестве присутствуют галлуазит, пирит, гематит, барит. В резко подчиненном количестве находятся каолинит (диккит), магнетит, гетит и некоторые другие минералы; халцедон не установлен. В зоне опализации в алунитовых кварцитах содержится большое количество опала. По минеральному составу выделяются три основных типа алунитовых руд: опал-алунитовый, кварц-алунитовый и пиритсодержащий кварц-алунитовый. Средний химический и минеральный состав руд каждого типа приведен в табл. 1.

Алунит встречается в миндалинах, в основной массе породы и в мелких прожилках. В миндалинах он представлен агрегатом крупных идиоморфных кристаллов либо мелких зерен, перекристаллизующихся в мелкие кристаллы. В основной массе алунитовые зерна имеют неправильную изрезанную форму и находятся в тесном срастании с микрокварцем. Часто мелкие алунитовые зерна в основной массе имеют вид реликтов, разрозненных и одновременно погасающих. Микрокварц породы вблизи таких зерен заметно укрупняется по отдельным широкообластным прожилкам, зонкам, рассекающим алунит; кристаллы алунита в миндалинах процессом коррозии не затрагиваются и сохраняют идио-

Содержание основных химических компонентов и минералов в алунитовых кварцитах Беганьского месторождения

Компонент	Беганьский участок				Дедовский участок				Среднее по месторождению
	I	II	III	среднее по участку	I	II	III	среднее по участку	
SiO ₂	58,53	56,38	58,25	57,33	56,99	49,50	36,34	52,47	55,77
Al ₂ O ₃	14,54	14,98	13,34	14,60	15,66	18,11	20,20	17,04	15,38
SO ₃	12,26	13,87	17,30	13,89	13,34	15,94	30,74	15,31	14,34
BaO	0,67	0,60	0,58	0,62	0,23	0,11	0,19	0,17	0,48
K ₂ O	3,55	3,83	3,50	3,63	3,38	4,03	4,12	3,73	3,66
Na ₂ O	0,09	0,11	0,10	0,10	0,43	0,26	0,28	0,34	0,18
TiO ₂	0,80	0,78	0,80	0,79	0,53	0,30	0,24	0,41	0,67
Fe ₂ O ₃	0,26	2,08	3,48	1,73	2,15	3,14	9,17	2,92	2,11
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,07	0,09	0,13	0,12	0,14	0,13	0,10
CaO	0,10	0,08	0,04	0,08	0,10	0,28	0,30	0,20	0,12
MgO	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,15	0,11	0,10	0,06
SO ₃ (щ. р.)	10,67	13,30	12,82	12,41	11,51	15,86	16,74	13,95	12,90
SiO ₂ (щ. р.)	19,33	1,53	1,24	7,00	31,02	3,02	3,07	16,18	9,94
Алунит	30,6	35,7	33,5	33,8	32,5	41,6	43,8	37,4	34,9
Опал	19,7	Следы	Следы	6,1	31,6	Следы	Следы	14,8	8,9
Кварц	38,0	55,3	58,0	50,3	23,1	47,0	32,2	35,2	45,5
Метагаллуазит	10,4	5,9	3,0	6,9	10,2	8,0	11,3	9,2	7,6
Гематит	0,3	2,1	1,4	1,4	2,2	3,2	0,8	2,6	1,8
Пирит	Следы	Следы	3,2	0,5	Следы	Следы	11,6	0,5	0,5
Барит	1,0	1,0	0,9	1,0	0,4	0,2	0,3	0,3	0,8
Каолинит (диксит)	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
Магнетит	»	»	»	»	»	»	»	»	»
Гётит	Ед. з.	»	Не обн.	»	»	»	Не обн.	»	»

Примечание. I—III—типы (I—опал-алунитовый, II — кварц-алунитовый, III — [пиритсодержащий кварц-алунитовый]; щ. р. — щелочерастворимый, ед. з. — единичные зерна.

морфные очертания. Поэтому скорее всего мы имеем здесь дело с перераспределением алунита внутри микрокварц-алунитовой породы: вытеснением из основной массы и переотложением в миндалинах. Возможно, что происходит некоторый вынос компонентов алунита, однако существенного обеднения породы алунитом не происходит.

Среди алунитовых прожилков встречаются как собственно алунитовые, так и содержащие барит, сфалерит, пирит, с которыми алунит находится в равновесном сростании, в то время как вообще барит во вторичных месторождениях корродируется алунитом. Алунит в барит-сфалеритовых прожилках отличается по морфологии, химическому составу и физико-химическим свойствам от алунита из собственно алунитовых прожилков и вообще от алунита из месторождения (табл. 2) и представляет собой более раннюю его генерацию.

Барит широко распространен в алунитовых кварцитах Беганьского месторождения. Он встречается в основном в главных сбросовых нарушениях Беганьского участка и оперяющих их трещинах. Повсеместно устанавливается замещение барита алунитом, микрокварцем, опалом, галлуазитом. Алунитизация породы несколько запаздывает по отношению к баритовой минерализации.

Почти повсеместно в алунитовых кварцитах встречается метагаллуазит. Обычно он цементирует алунитовые кристаллы в миндалинах без признаков коррозии, но в поздних метагаллуазитовых прожилках и в участках интенсивной галлуазитизации он замещает алунит.

Наиболее яркий минеральный парагенезис алунитовых кварцитов — барит-алунитовый со сфалеритом и пиритом. Основным для породы является алунит-кварцевый (с гематитом или пиритом) парагенезис, по отношению к которому барит неустойчив. На поздней стадии с алунитом и кварцем сосуществует метагаллуазит, который в заключительные периоды корродирует алунит и микрокварц, так что в породе возникает метагаллуазитовый парагенезис с пиритом, гематитом или гётитом.

Химический состав алунита из прожилков Беганьского участка, %

Компонент	Собственно алунитовые прожилки		Алунитовые прожилки с баритом и сульфидами	
	скв. 735, глубина 114,0 м	скв. 734, глубина 58,0 м	скв. 726, глубина 125,5 м	скв. 724, глубина 181,0 м
SiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,28	0,21
Al ₂ O ₃	36,32	37,24	36,30	36,31
Fe ₂ O ₃	0,27	0,06	0,10	0,15
SO ₃	37,50	38,09	37,24	37,80
BaO	0,67	0,53	0,47	0,49
Na ₂ O	0,08	0,17	0,29	0,64
K ₂ O	9,68	9,40	10,10	9,80
H ₂ O	13,40	13,44	13,05	13,50
K ₂ O/Na ₂ O	116,3	53,2	36,3	15,3
Дефицит щелочных металлов, отн. %	10,3	13,2	3,1	2,5

На границе алунитовых кварцитов с каолинит-диккитовыми породами удается наблюдать образование алунит-кварцевого парагенезиса за счет каолинит(диккит)-кварцевого, т. е. образование алунитовых кварцитов за счет внешних по отношению к ним аргиллизитов.

В верхних горизонтах месторождения наблюдается зона опализации, развивающаяся по всем метасоматитам (кроме монокварцитов). При этом всегда устанавливается наложенный характер опализации по отношению к ведущему парагенезису породы. В частности, в алунитовых кварцитах опал развивается в основной массе и в миндалинах породы. Степень опализации основной массы может изменяться от очень слабой до почти полной. В основной массе опализированной породы просматриваются особенности структуры зрелой микрокварцевой породы: укрупненный микрокварц, корродированные им зерна алунита. В миндалинах породы наряду с простой цементацией опалом алунитовых кристаллов почти повсеместно наблюдается коррозия алунита опалом. В опале обычно заметны следы его последующего растворения — полости и пустотки, часто заполненные метагаллуазитом. Таким образом, в начальные периоды опализации в алунитовых кварцитах существует опал-алунитовый парагенезис, сменяющийся затем опаловым с гематитом или пиритом. Развитие метагаллуазита наблюдается после опала.

Изучение минеральных парагенезисов позволяет сделать следующие генетические выводы. Метасоматические зоны алунитовых кварцитов, аргиллизитов, адуляризированных пород и пропилитов развиваются путем замещения минеральными парагенезисами внутренних зон парагенезисов внешних зон. Опализация накладывается на уже сформированные метасоматиты. Галлуазитизация завершает процесс минералообразования. Барит-полиметаллическая минерализация не является наложенной на метасоматиты алунит-пропилитового ряда, а предшествует им и генетически связана с ними.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

В настоящей статье мы рассмотрим некоторые геохимические особенности Беганьского месторождения, дающие информацию о механизме и физико-химических условиях его формирования. С этой точки зрения изучено распределение в метасоматических породах железа. Как показано Н. М. Жуковым [9, 10] на основе теоретического моделирования метасоматизма и изучения природных метасоматитов кислотного выщелачивания, для большинства породообразующих элементов, в том числе для железа, «выделяется область выщелачивания, приуроченная к тыловым зонам колонки, и область отложения, охватывающая фронтальные зоны» [9, с. 26]. При этом схема метасоматического процесса

Содержание элементов-примесей в алунитовых рудах Беганьского месторождения, г/т

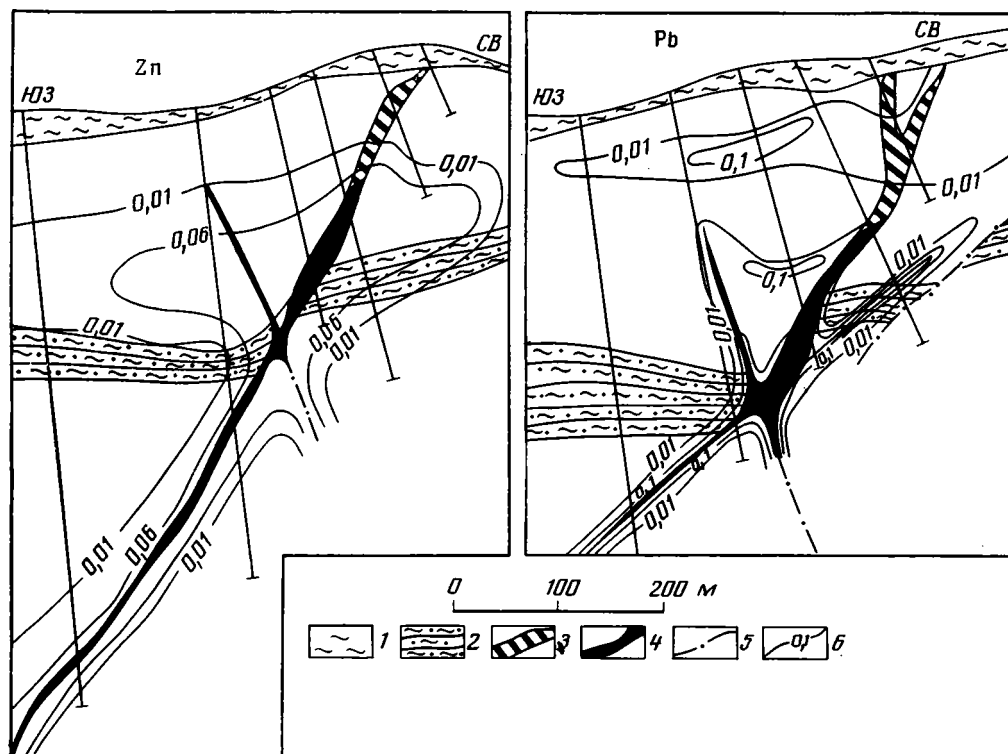
Элемент	Беганьский участок			Дедовский участок			Среднее по месторождению	Среднее в кислых изверженных породах [4]
	I	II	III	I	II	III		
Литий	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	40
Рубидий	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	200
Цезий	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Медь	32	33	120	43	32	35	41	20
Серебро	2,3	4,1	3,4	1,0	1,0	1,2	2,5	0,05
Золото	<0,04	<0,04	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,0045
Бериллий	1,5	<1	<1	—	—	—	1	5,5
Стронций	80	330	370	330	372	508	304	300
Барий	6050	4600	3600	2060	980	1070	3570	830
Цинк	81,5	97	940	100	36	88	125	60
Кадмий	<5	<5	—	<5	<5	5	<5	0,5
Скандий	9,0	5,0	3,5	—	—	—	6,0	3
Ртуть	0,06	0,50	1,3	—	—	—	0,49	0,08
Иттрий	<16	<16	<16	<16	<16	<16	<16	34
Бор	6	6	<6	—	—	—	6	100
Галлий	24	25	16	30	30	30	26	20
Индий	0,03	0,43	0,11	0,08	0,04	0,11	0,20	0,26
Таллий	—	—	6	2,0	0,4	14	1,9	1,5
Цирконий	155	144	119	185	200	148	162	200
Германий	0,64	0,92	0,86	0,38	0,44	0,51	0,67	1,4
Олово	70	6	6	15	15	20	20	3
Свинец	1060	1030	660	91	295	430	735	20
Ванадий	84	84	39	—	—	—	80	40
Ниобий	21	18	25	49	42	35	29	20
Тантал	0,88	0,88	1,04	2,4	1,6	1,6	1,3	3,5
Висмут	0,45	1,05	0,20	0,25	0,26	0,44	0,60	0,01
Селен	0,15	0,20	0,18	0,25	0,83	0,55	0,33	0,05
Рений	<0,05	<0,05	<0,05	—	—	—	<0,05	0,00067
Фтор	325	455	440	400	400	400	410	800
Кобальт	<5	<5	5	<5	<5	17	5	5
Никель	7,5	5	24	28	18	40	14	8
ΣTR	125	140	115	200	200	160	160	301

Примечание. I—III — типы алунитовых руд (см. табл. 2).

считается Н. М. Жуковым соответствующей классической: одновременное разрастание зон (внутренних за счет внешних), движение растворов от внутренних зон к внешним и т. д. На Беганьском месторождении области, практически не содержащие железа, приурочены к местам выхода на поверхность основных сбросовых нарушений и распространяются от них в центральную часть алунитовых тел. Обогащенные железом области находятся в краевых частях алунитовых залежей и в аргиллизитах (см. фиг. 3). Можно заключить, что фильтрация растворов, вызвавших метасоматические преобразования липаритовых туфов, происходила из области пересечения дизъюнктивных структур с дневной палеоповерхностью. Отсюда растворы двигались главным образом в стороны с некоторым погружением вниз, по пути, отмеченному современным залеганием алунитовых тел.

Помимо основных компонентов представляет интерес распределение в алунитовых кварцитах элементов-примесей. Как показывает сравнение их содержаний с кларковыми для кислых пород (табл. 3), большинство элементов выносится при алунитизации породы. На этом фоне выделяется группа элементов-примесей, характерных для полиметаллических месторождений (серебро, цинк, свинец, барий, медь, ртуть), содержания которых на Беганьском участке заметно повышены. Различие участков в этом отношении свидетельствует о том, что повышенные содержания рудных элементов в алунитовых кварцитах указывают на пространственную связь с ними барит-полиметаллического оруденения.

Имеются интересные и генетически не интерпретированные данные: М. Ю. Фишкина и В. Ю. Чемурако [35] по детальному пространствен-



Фиг. 5. Ореолы рассеяния цинка и свинца на Беганьском участке [35]
 1 — делювиально-элювиальные отложения; 2 — верхняя осадочная толща среди липаритовых туфов доробратовской свиты; 3 — баритовая рудная зона; 4 — полиметаллическая рудная зона; 5 — зоны трещиноватости; 6 — изолинии содержаний элементов

ному распределению некоторых элементов-примесей в окружающих барит-полиметаллические руды метасоматических породах Беганьского участка. Выше верхней осадочной толщи ореолы имеют шлейфообразную форму, а на глубоких горизонтах они представляют собой узкие оторочки околуполиметаллических жил (фиг. 5). По мнению этих авторов, в верхней алуни-баритовой зоне развиты инфильтрационные ореолы, связанные с инфильтрационным метасоматозом. Вокруг полиметаллической зоны развиты диффузионные ореолы [35]. Таким образом, оказывается, что характер рассеяния элементов-примесей как бы отражает гидродинамический режим растворов. Восходящий поток гидротерм локализовался в пределах главного разрывного нарушения. На глубоких горизонтах обмен веществом ограничивался слабым диффузионным переносом. Только на верхних горизонтах происходила фильтрация растворов в сторону от трещины, обусловившая появление значительных по размерам ореолов (шлейфов) рассеяния элементов-примесей.

Важной характеристикой алунитового месторождения является уровень содержания калия и натрия в алуните и изменение этого уровня в пределах месторождения. Подробно результаты изучения этого вопроса изложены в статье [1]. Отметим, что алуни-т на месторождении существенно калиевый, на Дедовском участке по сравнению с Беганьским содержание натрия несколько повышено, хотя и здесь калий резко преобладает (в массовом отношении в 10—15 раз). На месторождении преобладает алуни-т среднего состава. Имеются отдельные локальные участки, где содержание калия в алуните заметно понижено (более чем на 20 отн. %). Каких-либо закономерных изменений состава алуни-та в пределах каждого участка не выявляется, в частности не происходит закономерного изменения состава алуни-та с глубиной. Эти наблюдения с учетом литературных экспериментальных данных о зависимости состава

ва образующегося алунита от состава исходного раствора при различных температурах позволяют сделать выводы о заметном преобладании в алунитообразующем растворе калия над натрием и о низкой температуре алунитизации, по-видимому, не превышавшей 100°C [1].

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА АЛУНИТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ

Основы современных представлений о генезисе Беганьского месторождения заложены работами В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина, Г. Г. Сасина, Ю. А. Лейе, М. А. Клитченко, Э. А. Лазаренко и других авторов [20, 23, 30, 31, 36]. По мнению В. С. Соболева, М. Ю. Фишкина [31, 36] и развивших их представления Ю. А. Лейе, М. А. Клитченко и др. [23], комплекс алунитсодержащих метасоматитов Беганьского месторождения образовался следующим образом. По зонам разрывов и окружающим их ненарушенным породам происходила восходящая площадная фильтрация нагретых сероводородных растворов из очага зарождения к поверхности. По мере восходящей фильтрации растворы окислялись, повышались их кислотность и реакционная способность. Растворы реагировали с окружающими породами, что привело к замещению неизмененного липаритового туфа соответствующей метасоматической породой и развитию на каждом уровне определенной метасоматической зоны. Пространственное взаимное расположение фаций измененных пород в разрезе месторождения «отражает общий ход эволюции состава, свойств и состояния метаморфизирующих послевулканических эманаций в процессе перемещения их от места зарождения к дневной поверхности» [23, с. 37].

Для оценки представлений о генезисе Беганьского алунитового месторождения целесообразно хотя бы в сжатом виде привести обзор литературных материалов, касающихся закономерностей движения гидротермальных растворов и формирования комплекса метасоматических пород на аналогичных объектах.

Многочисленные работы, посвященные областям современной поствулканической активности [25, 34, 40—42, 45], касающиеся областей древней поствулканической деятельности [5, 8, 33, 44], затрагивающие вопросы динамики флюида и теплопереноса в процессе образования гидротермальных месторождений [26, 42, 43], показывают, что в областях поствулканического гидротермального изменения пород реализуется схема конвективной циркуляции термальных вод. В частности, по зонам разломов происходит восходящее движение нагретых вод, в близповерхностной зоне по периферии восходящего потока обычно устанавливается зона субгоризонтального растекания.

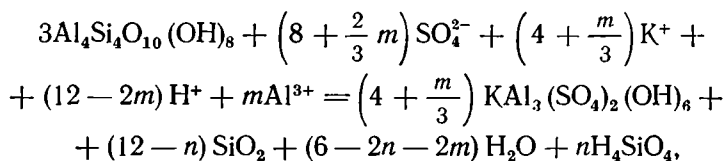
Исследователи, акцентирующие внимание на механизме образования метасоматитов при поствулканическом кислотном выщелачивании [14, 24, 28 и др.], находят этот механизм соответствующим теории метасоматической зональности [17]. Экспериментальные исследования [11, 13, 37, 46] показывают, что при воздействии на магматическую породу или полевые шпаты кислого раствора возникает серия разрастающихся метасоматических зон. Термодинамические расчеты [12, 39] подтверждают возможность одновременного разрастания метасоматических зон в массивах вторичных кварцитов при фильтрации сквозь породу кислого раствора. Таким образом, формирование типичных метасоматических комплексов происходит путем одновременного разрастания зон под действием единого просачивающегося через породы раствора.

Следовательно, формирование массивов измененных пород с участием серосодержащих растворов в областях поствулканической активности обусловлено сочетанием двух взаимосвязанных процессов: 1) конвективной циркуляцией термальных растворов с поступлением их к поверхности по нарушенным зонам в виде локального потока, окислением соединений серы и последующим субгоризонтальным растеканием; 2) разрастания метасоматической колонки от области появления сернокислых растворов в направлении их фильтрации.

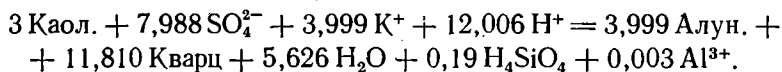
Весь фактический материал по геологии, минералогии и геохимии Беганьского алунитового месторождения, а также литературные данные о сходных объектах приводят к принятию следующей схемы его формирования. Серосодержащие термальные растворы поступали в близповерхностные участки (выше верхней осадочной толщи) по системам главных сбросовых нарушений при отсутствии площадной восходящей фильтрации растворов. Вблизи поверхности происходило активное окисление соединений серы до серной кислоты. В этой же зоне восходящее движение нагретых растворов по разломам переходило в растекание и боковую фильтрацию сквозь липаритовые туфы. Особенности дальнейшего движения сернокислых термальных растворов определялись гидрогеологической обстановкой района, в частности направлением потока грунтовых вод. Форма и ориентировка алунитовых залежей показывают, что преобладающим направлением движения вод на обоих участках было северо-восточное, куда и обращен шлейф алунизированных пород. Область пересечения раствороподводящих разломов с дневной поверхностью являлась «ядром» всего комплекса метасоматитов на месторождении. Именно здесь появляются реакционноспособные сернокислые растворы, эволюция которых при дальнейшем растекании в туфовой толще привела к образованию зонального комплекса метасоматических пород, сложенного пропилитами, адуляризованными породами, аргиллизитами и алунистыми кварцитами и возникшего путем разрастания внутренних зон за счет внешних.

В процессе формирования алунистосодержащих метасоматитов достаточно отчетливо выделяются три взаимосвязанных стадии минерализации: 1) основная, в которую образовалась серия метасоматических пород (пропилиты, адуляризованные породы, аргиллизиты и алунистые кварциты); 2) переходная, выделяемая по широкому развитию процессов опализации; вероятно, в эту же стадию образуются монокварциты; 3) регрессивная, — характеризующаяся широким развитием метагелузитовых парагенезисов.

Субстратом для развития алунистых кварцитов служили каолинит(диксит)-кварцевые породы. Реакция алуниитообразования может быть записана в следующем виде:



где m и n — мольные количества соответственно привнесенного алюминия и вынесенного кремния на каждые 3 моля разложенного каолинита при постоянном объеме. Значения m и n , вычисленные с учетом объемной массы и состава исходной и конечной пород (табл. 4), равны соответственно — 0,003 и + 0,19. Уравнение преобразуется в следующее:



Малые значения m и n указывают на формирование алунистых кварцитов в целом без заметного привноса и выноса алюминия и кремния. Процесс алунизации на Беганьском месторождении протекал при низкой температуре, по-видимому, не превышавшей 100°С [1]. При 25°С потенциал Гиббса этой реакции равен — 591,2 кДж/моль, при 100°С — 646,9 кДж/моль. Равновесный рН при активности иона SO_4^{2-} , равной 10^{-2} , а каждого из остальных растворенных компонентов — 10^{-3} (близкие к средним в областях современного алуниитообразования, вычисленным по данным Ч. М. Кашкая [13]), составляет для 25°С 6,35, а для 100°С 5,26, т. е. реакция может идти при значениях рН ниже этой величины, что позволяет сделать вывод о принципиальной возможности протекания на Беганьском месторождении такого процесса.

Средние объемные массы и содержания основных компонентов
в каолинит(диксит)- и алунит-кварцевой породах

Порода	Объемная масса, г/см ³	Содержание, %		
		каолинит (диксит)	алунит	кварц
Каолинит(диксит)-кварцевая	1,8	40	—	55
Алунит-кварцевая	2,2	—	35	60

Таким образом, предложенная нами схема формирования алунитсодержащих метасоматитов Беганьского месторождения в основных чертах хорошо согласуется с намеченными по литературным материалам общими закономерностями поствулканического близповерхностного метасоматического минералообразования при участии серосодержащих растворов.

* * *

Геологическое строение алунитсодержащих метасоматитов Беганьского месторождения определяется сочетанием двух комплексов измененных пород: 1) алунитовые кварциты, аргиллизиты, адуляризованные породы и пропилиты, образующие серию согласно залегающих тел, в которой алунитовые кварциты на обоих участках протягиваются и полого погружаются от основных сбросовых нарушений в северо-восточном направлении, а остальные метасоматиты последовательно облекают их с подошвы, с флангов и с кровли; 2) опализированные породы и монокварциты, залегающие несогласно по отношению к метасоматитам первого комплекса.

В процессе минералообразования выделяются три стадии. В первую стадию путем одновременного развития минеральных парагенезисов внутренних зон за счет парагенезисов внешних зон возникли метасоматиты первого комплекса, представляющие единую метасоматическую колонку. Во вторую стадию образовалась зона опализации. В третью возникла галлуазитовая минерализация.

В распределении основных и второстепенных элементов алунитсодержащих метасоматитов имеются определенные закономерности. Тела обедненных железом пород приурочены к местам выхода на поверхность основных сбросовых нарушений, а обогащенных — к периферическим частям. В алунитовых кварцитах Беганьского участка значительно повышены содержания элементов, характерных для полиметаллических месторождений — цинка, свинца, серебра, меди, бария. Ореолы рассеяния некоторых рудных элементов представляют собой на глубине узкие оторочки барит-полиметаллической зоны, а на близповерхностных горизонтах — крупные шлейфообразные тела [35]. Содержания калия и натрия в алуните не характеризуются закономерными изменениями в пределах каждого участка. Среди алунитовых кварцитов с выдержанным по составу алунитом имеются локальные тела, в которых содержание калия в алуните заметно понижено.

Полученные фактические материалы, а также обобщение многочисленных литературных данных показывают, что алунитсодержащие метасоматиты Беганьского месторождения сформировались при восходящем движении растворов по основным разрывным нарушениям, окислении их в близповерхностной обстановке и последующем субгоризонтальном растекании (преимущественно в северо-восточном направлении), обусловившем разрастание метасоматической колонки в направлении фильтрации сернокислых растворов.

Представление об образовании алунитовых кварцитов главным образом не при восходящем движении, а при боковой фильтрации растворов определяет необходимость поиска алунитовых руд с учетом палео-

гидрогеологической обстановки района. Наибольшего развития алуни-
товых тел следует ожидать с той стороны от раствороподводящих тре-
щин, куда проходило преобладающее движение грунтовых вод, вызы-
вающее снос сернокислых термальных растворов.

Установление на примере Беганьского месторождения различий меж-
ду близповерхностными метасоматитами, содержащими в своем контуре
барит-полиметаллическое оруденение и не содержащими такового, спо-
собствует выработке поисковых критериев на этот тип оруденения. Так,
в метасоматитах Беганьского участка диккит преобладает над каолини-
том, а гидрослюда над монтмориллонитом, содержания рудных элемен-
тов резко повышены. На Дедовском участке в метасоматитах каолинит
преобладает над диккитом, наряду с гидрослюдой широко развит монт-
мориллонит, содержания элементов-примесей значительно ниже, чем на
Беганьском участке. Закономерность ассоциации диккита с полиметал-
лическим оруденением подтверждается для Закарпатья на примере со-
седнего Береговского месторождения, где полиметаллические руды ши-
роко развиты, а каолиновый минерал, как показано Ю. А. Русько
[29], представлен в основном диккитом.

Выявление локальных участков с пониженным содержанием в алу-
ните калия вызывает необходимость картирования их при детальной
разведке месторождения и учета при составлении плана его отработки
для того, чтобы на обогатительную фабрику и глиноземный завод по-
давалось сырье с однородным по химическому составу алунином.

Литература

1. Вдовец А. З., Берх А. А. Калий и натрий в алуните Беганьского месторождения// Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 95—106.
2. Вдовец А. З. Минеральные парагенезисы и схема формирования Беганьского алу-
нитового месторождения//Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Нау-
ка, 1982. С. 64—73.
3. Вдовец А. З., Будникова Н. В. Минеральный состав алуникового сырья Беганьско-
го месторождения//Совершенствование и интенсификация процессов глиноземного
производства. Л.: ВАМИ, 1982. С. 5—15.
4. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах из-
верженных горных пород земной коры//Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
5. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Централь-
ной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения.
М.: Наука, 1964. 220 с.
6. Волостных Г. Т. Зональность измененных пород Беганьского баритового место-
рождения (Закарпатье)//Зап. ВМО, 1970. Ч. 99. № 5. С. 539—552.
7. Галий С. А., Попивняк И. В. О температурных условиях формирования сульфидов.
цинка Береговского и Беганьского месторождений//Минерал. об. Львов. ун-та.
1974. № 28. Вып. 2. С. 102—106.
8. Горцевский А. А. К вопросу о происхождении и причинах циркуляции гидротер-
мальных растворов//Зап. ВМО. 1971. Ч. 100. № 6. С. 760—764.
9. Жуков Н. М. Влияние содержаний компонентов в породе на их поведение при
метасоматическом кислотном выщелачивании//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975.
№ 8. С. 70—77.
10. Жуков Н. М. Геохимические закономерности образования метасоматических коло-
нок колчеданных месторождений//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 24—
31.
11. Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Белявская О. Н. Экспериментальное исследо-
вание кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.
12. Иванов И. П. Физико-химические условия, контролирующие образование зональ-
ности во вторичных кварцитах//Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука,
1974. С. 205—215.
13. Кашкай Ч. М. Физико-химические условия алуниитообразования. Баку; Элм, 1972.
81 с.
14. Каюпов А. К., Каипов А. Д. Минеральные фации вторичных кварцитов рудного
поля золотоколчеданных месторождений Акбастау и Кусмурун (Центральный Ка-
захстан)//Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970. С. 103—109.
15. Ковалишин З. И., Лазаренко Э. А., Сасин Г. Г. К условиям образования алуни-
тового и барит-полиметаллического оруденения Закарпатья//Современное состояние
учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Изд-во Ташк. политехн.
ин-та, 1971. С. 308—309.
16. Коржинский А. Ф. Зональность и физико-химические условия образования рудных
месторождений Береговского района Закарпатья//Геохимия и рудообразование.
1977. № 6. С. 102—113.

17. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 112 с.
18. Кречковский З. С. Типы алунитовых руд Беганьского месторождения//Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 163—167.
19. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Малыгина О. А. Металлогения Карпат//Материалы комиссии минералогии и геохимии (Карпато-Балканская геологическая ассоциация). 1973. № 2. С. 5—98.
20. Лазаренко Э. А. Вторичные кварциты Закарпатья, их рудоносность и генезис//Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Наук. думка, 1965. С. 389—399.
21. Лазаренко Э. А., Ерошев-Шак В. А. Гидротермальные бемит, гиббсит, диаспор и сопутствующие им минералы Беганьского месторождения (Закарпатье)//Региональная и генетическая минералогия. 1979. № 3. С. 25—35.
22. Лазаренко Э. А., Козловский Л. М. Условия образования и закономерности пространственного размещения минералов во вторичных кварцитах Береговского района (Закарпатье)//Минералогия рудных месторождений Украины. Киев: Наук. думка, 1984. С. 193—198.
23. Лейе Ю. А., Клитченко М. А., Авгитов А. К. и др. Алуниты Закарпатья. М.: Недра, 1971. 176 с.
24. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. 336 с.
25. Наумов Л. Т., Поспелов Г. Л. Характер гидродинамической системы Паратунского гидротермального поля и ее подобие рудообразующим системам эндогенно-экзогенного типа//Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1976. Вып. 249.
26. Нортон Д., Кэтлс Л. М. Термальные аспекты рудоотложения//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 481—496.
27. Пизнюр А. В., Платонова Э. Л. Термодинамический режим растворов, сформировавшихся барит-полиметаллические руды Беганьского месторождения (Закарпатье)//Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972. С. 145—149.
28. Русинов В. Л. Процессы алунитизации в некоторых областях молодого вулканизма//Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 258—269.
29. Русько Ю. А. Особенности минерального состава и условий образования каолина Береговского месторождения//Геохимия и рудообразование. 1974. № 3. С. 70—79.
30. Сасин Г. Г. Генетические типы алунитовой минерализации Берегово-Беганьского района Закарпатья//Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 71—73.
31. Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита//Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1953. № 7. С. 57—66.
32. Теплов В. П. Структура и рудоносность Беганьского барит-полиметаллического месторождения (Закарпатье)//Геол. сборник Львов. геол. о-ва. 1971. № 13. С. 21.
33. Ткаченко Р. И. Некоторые вопросы гидротермального изменения пород в районах активного вулканизма//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964, № 6. С. 79—85.
34. Трухин Ю. П., Петрова В. В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.
35. Фишкин М. Ю., Чежурако В. Я. Геохимические ореолы рудных и сопутствующих элементов Беганьского барит-полиметаллического месторождения в Закарпатье//Геохимия. 1970. № 10. С. 1233—1242.
36. Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья//Минерал. сборник Львов. геол. о-ва. 1958. № 12. С. 148—158.
37. Чернорук С. Г., Казыцын Ю. В., Дубик О. Ю., Нечипоренко Г. О. Экспериментальное исследование гидротермальной аргиллизации гранитоидов//Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970. С. 351—361.
38. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
39. Шербань И. П., Боровикова Г. А. Физико-химические условия процесса образования вторичных кварцитов//Геология и геофизика. 1977. № 2. С. 144—148.
40. Эллис А. Дж. Исследованные геотермальные системы//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497—534.
41. Elder J. W. Heat and mass transfer in the earth: hydrothermal systems//N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull. 1966. V. 169. P. 1—116.
42. Elder J. W. Model of hydrothermal ore genesis//Volcanic processes in ore genesis. London: Inst. Mining and Metallurgy Geol. Soc. London, 1977. P. 4—13.
43. Henley R. W. Some fluid dynamics and ore genesis//Trans. Inst. Mining and Metallurgy. 1973. V. B82. Febr. P. 1—8.
44. Parry W. T., Ballantyne J. M., Bryant N. L., Dedolph R. E. Geochemistry of hydrothermal alteration at the Roosevelt hot thermal area, Utah//Geochim. et cosmochim. acta. 1980. V. 44. № 1. P. 95—102.
45. Taylor H. P. Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition//Econ. Geol. 1974. V. 69. № 6. P. 843.
46. Wirshing U. Experimental studies on hydrothermal alteration of feldspars to montmorillonite and kaolinite minerals//Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. 1977, № 8. P. 333—343.

Всесоюзный научно-исследовательский
и проектный институт алюминиевой,
магниевой и электродной промышленности,
Ленинград

Поступила в редакцию
23.VII.1985

УДК 552.124 : 551.461.6 : 553.324

НОВАЯ СМЕШАНОСЛОЙНАЯ ФАЗА ОКЕАНИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

ЧУХРОВ Ф. В., САХАРОВ Б. А., ГОРШКОВ А. И., ДРИЦ В. А., БАРИНОВ Н. Н.

Среди Fe—Mn-конкреций Тихого океана обнаружен новый смешанослойный минерал, в котором неупорядоченно чередуются соразмерные в плоскости (001) бузеритоподобные и литиофоритоподобные слои. Приводятся дифракционные критерии, позволяющие идентифицировать неупорядоченные смешанослойные минералы Fe—Mn-океанических конкреций.

Изучение минерального состава, в том числе структурно-кристаллохимических особенностей каждого из минералов Fe—Mn-конкреций является важной задачей, так как позволяет устанавливать минералы — концентраторы промышленных элементов Co, Ni, Cu и др., понять закономерности образования и фазовые превращения этих минералов.

Однако традиционно используемый для исследования Fe—Mn-конкреций рентгенографический метод часто не позволяет не только проводить структурное изучение указанных минеральных объектов, но и даже осуществлять их надежную диагностику.

Новые возможности в кристаллохимическом изучении тонкодисперсных минералов Fe—Mn-конкреций открылись благодаря использованию микродифракции электронов в сочетании с энергодисперсионным анализом отдельных частиц [7, 8].

Микродифракционными исследованиями (при учете рентгенографических данных) нами было показано, что рентгеновские дифракционные картины, содержащие интенсивные базальные отражения с d , равными приблизительно 9,8—9,4; 4,65—4,9; 2,44 Å (10 Å фаза), могут соответствовать следующим различным по структуре фазам.

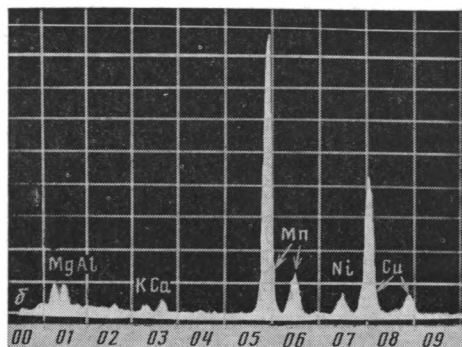
1. Бузериту [9, 12] — слоистому марганцевому минералу (авторы данной статьи его обозначают как бузерит-I), между Mn⁴⁺-октаэдрическими слоями которого располагаются молекулы воды и межслоевые катионы (также находящиеся в октаэдрической координации), компенсирующие отрицательный заряд слоев, который создается статистически расположенными в этих слоях вакантными (пустыми) октаэдрами; после дегидратации при нагревании и в вакууме бузерит переходит в бёрнессит.

2. Бузериту-II [9], модель структуры которого отличается от таковой бузерита-I тем, что в ее Mn⁴⁺-слоях имеются не только одиночные вакансии (пустые октаэдры), но и цепочки пустых октаэдров произвольной длины, вытянутые в соответствии с симметрией слоев по трем эквивалентным направлениям [100], [010], [110], поэтому в вакууме электронного микроскопа бузерит-II в отличие от бузерита-I остается 10 Å минералом.

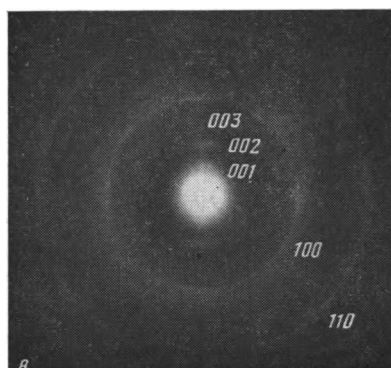
3. Асболану [5, 6] — гибриднему минералу, в структуре которого чередуются Mn⁴⁺-октаэдрические слои и слои R(OH)₂ (где R — Ni, Co и др.), отличающиеся значениями базисных параметров элементарных ячеек.

4. Тодорокиту [4, 10, 13, 14] — марганцевому минералу с туннельной структурой. Структурно неупорядоченные тодорокиты характеризуются бедными рентгеновскими дифракционными картинками, сходными по внешнему виду с дифрактограммами бузерита и асболан-бузерита.

5. Смешанослойному асболан-бузериту [8], в структуре которого неупорядоченно чередуются асболан- и бузеритоподобные (в вакууме



Фиг. 1. Экспериментальные данные, полученные для смешанослойной фазы на приборе JEM-100 С с приставкой «Кевекс-500». а — электронно-микроскопическое изображение тонкошешучатых агрегатов смешанослойной фазы; б — энергодисперсионный спектр рентгеновского характеристического излучения (пики Cu от сеточки препарата); в — электронограмма (от частицы с загнутыми краями), содержащая рефлексы $hk0$ и $00l$



бёрнесситоподобные) пакеты, в вакууме эта фаза соответствует смешанослойному асболан-бёрнесситу.

Четыре последние фазы четко различаются по микродифракционным картинам. Бузерит-I можно диагностировать только в сочетании с рентгенографическими данными.

К окислам марганца также принадлежит литиофорит — упорядоченный смешанослойный минерал, в структуре которого чередуются слои MnO_2 и $(Al, Li)OH_2$. Период повторяемости литиофорита вдоль оси c практически такой же, как у асболанов, но в отличие от последних слои в структуре литиофорита соразмерны в базисной плоскости, т. е. имеют общую гексагональную элементарную ячейку. По сравнению с упомянутыми выше 10 Å минералами литиофорит обладает более высокой структурной упорядоченностью и сравнительно легко диагностируется дифракционными методами.

Естественно, что перечисленные минералы не исчерпывают всего разнообразия возможных для окислов марганца структур, в частности в океанических Fe—Mn-конкрециях можно ожидать присутствия ранее не известных смешанослойных образований. Одна из таких новых фаз была нами обнаружена в составе Fe—Mn-конкреций со дна Тихого океана во время 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1982 г. [2], полигон, ст. 2474 (координаты буя $9^{\circ}31,4$ с. ш., $152^{\circ}40,3$ з. д.). Агрегаты этой фазы имеют вид спутаночешучатых частиц (фиг. 1, а). Электронограммы (см. фиг. 1, в), полученные от них, содержат базисные рефлексы 100 и 110, измеренные межплоскостные расстояния для которых соответствуют параметру гексагональной ячейки с $a_0 = 2,84$ Å. Кроме того, на электронограммах всех частиц устанавливаются три базальных отраже-

ния с d , равными 8,5—8,4; 4,67—4,60; 3,15—3,10 Å. Значения d второго и третьего от центра электронограммы базальных рефлексов приблизительно такие же, как значения соответствующих d базальных рефлексов асболонов, тогда как первый малоугловой рефлекс сильно смещен из положения $d_{(001)}$, равного 9,3—9,4 Å и соответствующего асболону, в сторону больших углов θ . Этот эффект приводит к появлению на электронограммах нецелочисленной серии базальных отражений, характерной для неупорядоченных смешанослойных структур.

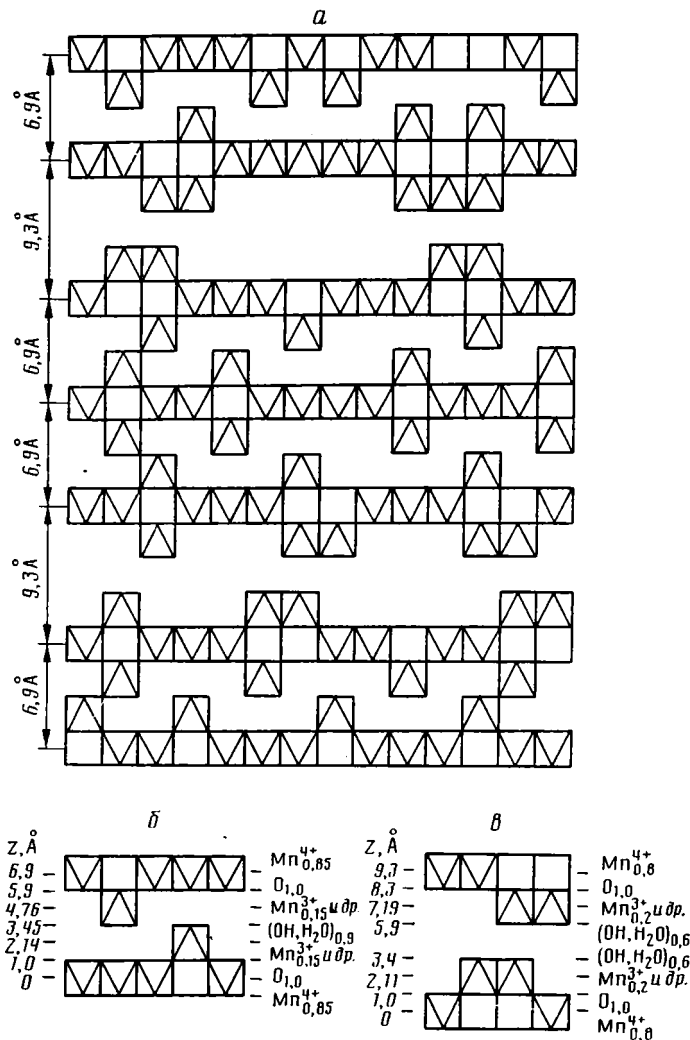
Следует подчеркнуть, что аналогичное расположение базальных рефлексов наблюдалось на электронограммах смешанослойного асболоан-бузерита [8]. В естественном состоянии асболоновые и бузеритовые пакеты имеют практически одинаковую высоту, их чередование в единой структуре не нарушает целочисленности базальных отражений с $d_{(001)}$, равными 9,4—9,8 Å. Однако в вакууме электронного микроскопа бузеритовые пакеты сжимаются до $\sim 7,0$ Å, тогда как толщина асболоновой составляющей остается без изменений. Это приводит к чередованию в структуре пакетов разной высоты — 7 Å бёрнесситовых и 9,4 Å асболоновых. На дифракционных картинах смешанослойная природа минерала проявляется в смещении первого базального рефлекса в сторону больших углов θ .

Принципиальное отличие новой фазы от смешанослойного асболоан-бузерита состоит в следующем. Электронограммы, отвечающие (001) плоскости частиц смешанослойного асболоан-бузерита, содержат две несоизмеримые гексагональные сетки рефлексов $hk0$. Это свидетельствует о наличии в структуре минерала асболоновой составляющей, образованной сочетанием слоев двух типов с разными параметрами их гексагональных элементарных ячеек. Как уже отмечалось, электронограммы частиц новой фазы, характеризующие плоскость (001), содержат только одну сетку $hk0$ -рефлексов; это свидетельствует о том, что все компоненты структуры можно описать с помощью одной общей гексагональной решетки.

Из общих кристаллохимических соображений рассмотренным выше дифракционным характеристикам новой смешанослойной фазы соответствуют по крайней мере две структуры модели, которые мы назовем смешанослойными бузерит-I — бузерит-II и бузерит-I — «литнофорит».

В силу структурной близости бузерита-I и бузерита-II между ними возможны структурные переходы, следствием которых может быть одновременное присутствие в одном и том же микрокристалле межслоев (или слоев) двух разных типов; по строению один из них соответствует бузериту-I, а другой — бузериту-II. При использовании рентгеновского метода смешанослойный бузерит-I — бузерит-II должен характеризоваться такими же дифрактограммами, как и каждый из соответствующих индивидуальных 10 Å минералов. Однако в вакууме электронного микроскопа 10 Å слои бузерита-I трансформируются в 7 Å слои бёрнессита, что приводит к образованию смешанослойной структуры, дифракционная картина от которой будет содержать нерациональную серию базальных отражений. Однако в отличие от асболоан-бузерита слои бузерита-I и бузерита-II характеризуются одной и той же гексагональной решеткой, поэтому дифракционные картины соответствующей смешанослойной фазы должны содержать одну сетку рефлексов hk .

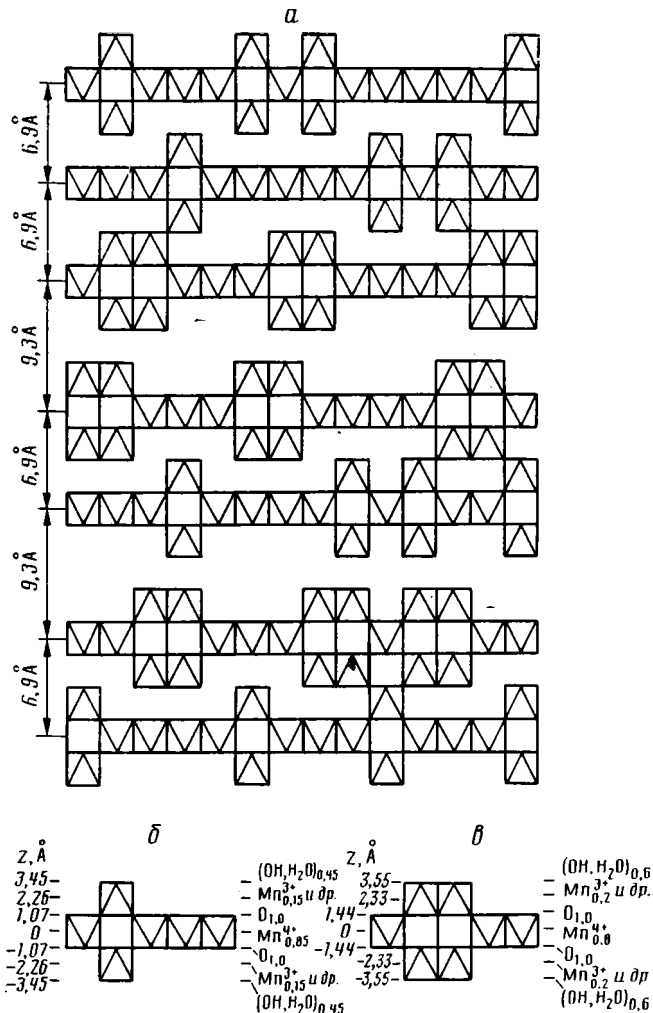
Другая возможная структура исследуемого смешанослойного минерала может быть описана моделью, в которой слои бузерита-I неупорядоченно чередуются с «литнофоритовыми» пакетами, т. е. пакетами, образованными парами слоев $[\text{Mn}_{1-x}\text{O}_2]$ и $\text{R}(\text{OH})_2$ (где $\text{R} = \text{Mg}, \text{Al}, \text{Mn}^{++}, \text{Ni}$). Эти слои имеют общую периодичность в базисной плоскости, чем и отличаются от слоев, составляющих асболоновый компонент в смешанослойном асболоан-бузерите. Смешанослойная структура бузерит-I — «литнофорит» в вакууме должна так же характеризоваться единой сеткой hk -рефлексов и нерациональной серией базальных отражений, появляющейся из-за переслаивания в частицах 7 и 9,4 Å пакетов.



Фиг. 2. Модель Ia структуры бузерит-I — бузерит-II (а) и структуры соответствующих компонентов этой модели (б, в)

Очевидно, что геометрический анализ электронограмм недостаточен для того, чтобы сделать выбор в пользу той или иной структурной модели. Для решения этого вопроса было проведено сравнение экспериментальных значений интенсивностей и межплоскостных расстояний базальных отражений с соответствующими значениями, рассчитанными для каждой из рассмотренных выше моделей по методу В. А. Дрица и Б. А. Сахарова [1]. Ниже приводятся результаты этих расчетов. К сожалению, точный химический анализ нового минерала сделать не удалось и пришлось ограничиться качественными данными локального рентгеновского микроанализа, выполненного с помощью энергодисперсионной приставки «Кевекс-5100». Установлено, что в агрегатах частиц основным элементом, как и следовало ожидать, является марганец, кроме которого в значительно меньших, но сопоставимых между собой количествах обнаружены Mg, Al, Ni, K и Ca (см. фиг. 1, б).

Анализ дифракционных картин, рассчитанных для смешанослойной структуры бузерит-I — бузерит-II. На фиг. 2 и 3 приведены два возможных варианта структуры бузерит-I — бузерит-II. В одной из них (модель Ia) неупорядоченно чередуются межслои, соответствующие межслоям бузерита-I (в вакууме — бёрнессита) и бузерита-II (см. фиг. 2). В этой модели индивидуальные слои $(Mn_{1-x}^{4+}\nabla_x)O_2$ (где ∇ — вакантные



Фиг. 3. Модель Iб структуры бузерит-I — бузерит-II (а) и структуры соответствующих компонентов этой модели (б, в)

октаэдры) могут иметь асимметричное окружение межслоевыми катионами (по отношению к верхней и нижней поверхностям слоя). На фиг. 2, б, в показано также строение индивидуальных компонентов, которые неупорядоченно переслаивались в данной модели. В другой структуре, приведенной на фиг. 3, возможно неупорядоченное чередование слоев бузерита-I и бузерита-II (модель Iб). В этом случае предполагается симметричное относительно верхней и нижней поверхностей каждого слоя распределение межслоевых катионов (см. фиг. 3, а). Структура соответствующих компонентов данной модели показана на фиг. 3, б, в. Сжатие межслоев в вакууме предполагалось только для слоевых пар бузерит-I. Расчет проводился в предположении, что слои (или межслои) чередуются в полном беспорядке, а их концентрации менялись от 0,7 : 0,3 до 0,3 : 0,7 с шагом 0,1. Атомные амплитуды для случая рассеяния быстрыми электронами заимствованы из работы П. Хирша с соавторами [11]. Из-за известной неопределенности химического состава исследуемой фазы состав и z-координаты атомов бёрнесситовых слоев принимался таким же, как у бёрнессита [3], а в составе слоев бузерита-II варьировало число вакансий в основных слоях при соответствующих изменениях в числе катионов и анионов в межслоях.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния d и интенсивности I базальных рефлексов на дифракционных кривых, рассчитанных для смешанослойной структуры бузерит-I — бузерит-II (см. фиг. 2, модель Ia)

$W_A:W_B$							
0,2:0,8		0,3:0,7		0,4:0,6		0,5:0,5	
d	I	d	I	d	I	d	I
8,96	100	8,70	100	8,45	100	8,25	100
4,64	14	4,64	12	4,63	10	4,63	8
3,14	24	3,17	25	3,20	27	3,22	29

Примечание. В этой и последующих таблицах индекс A относится к 9,3 Å слоям, а индекс B — к 6,9 Å слоям.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния d и интенсивности I базальных рефлексов на дифракционных кривых, рассчитанных для смешанослойной структуры бузерит-I — бузерит-II (см. фиг. 3, модель Ib)

$W_A:W_B$							
0,2:0,8		0,3:0,7		0,4:0,6		0,5:0,5	
d	I	d	I	d	I	d	I
8,96	100	8,73	100	8,75	100	8,25	100
4,64	7	4,64	6	4,63	6	4,63	7
3,14	5	3,17	7	3,20	8	3,22	10

Таблица 3

Межплоскостные расстояния d и интенсивности I базальных рефлексов, определенные по электрограммам от чешуек смешанослойного бузерита-I — «дефектного литиофорита»

Частица 1		Частица 2		Частица 3		Частица 4	
d	I	d	I	d	I	d	I
8,55	100	8,50	100	8,47	95	8,4	90
4,65	90	4,60	70	4,60	100	4,55	100
3,20	10	3,20	10	3,20	10	3,20	10

При выборе высот (толщин) чередующихся компонентов авторы руководствовались следующими соображениями. При исследовании смешанослойного асболан-бузерита было установлено, что положение второго базального отражения практически не зависит от соотношения бёрнесситовых и асболановых пакетов.

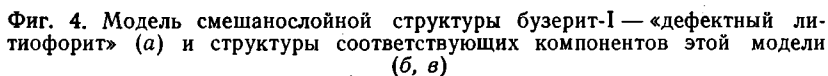
В серии анализируемых электрограмм положение второго базального рефлекса с $d=4,65$ Å не менялось для разных частиц; это позволило заключить, что высота предполагаемых слоев бузерита-II равна 9,30 Å. Высота бёрнесситовых (в естественном состоянии это бузерит-I) слоев определялась по совпадению с экспериментальными данными положений первого и третьего отражений на рассчитанных дифракционных кривых. Оказалось, что наилучшее соответствие между сравниваемыми межплоскостными расстояниями достигается при высоте бёрнесситовых слоев, равной 6,90—6,85 Å. В табл. 1, 2 содержатся выборочные данные, характеризующие интенсивности и межплоскостные расстояния базальных отражений, рассчитанные для неупорядоченных смешанослойных структур бузерита-I — бузерита-II, отличающихся друг от друга содержанием чередующихся слоев, а также составом слоев бузерита-II; этот состав, как уже упоминалось, варьировал в допустимых с кристаллохимической точки зрения пределах. Как и следовало ожидать, при увеличении концентрации 7 Å слоев происходит нарушение целочисленности базальных отражений за счет смещения первого из них в сторону больших углов θ .

Межплоскостные расстояния d и интенсивности I базальных рефлексов на электронограммах, рассчитанных для смешанослойных структур бузерит-I — «дефектный литиофорит»

Состав гидроокисного слоя	$W_A:W_B$							
	0,2:0,8		0,3:0,7		0,4:0,6		0,5:0,5	
	d	I	d	I	d	I	d	I
(Al, Mg, Ni) _{0,3} (OH) _{1,4}	8,98	100	8,75	100	8,49	100	8,25	100
	4,65	85	4,67	80	4,68	67	4,69	54
	3,14	12	3,17	15	3,21	18	3,22	20
(Mg, Al, Ni) _{0,6} (OH) _{1,4}	8,96	70	8,73	80	8,45	100	8,23	100
	4,65	100	4,67	100	4,69	100	4,69	85
	3,13	8	3,17	12	3,21	18	3,24	16
(Al, Mg, Ni) _{0,75} (OH) _{1,5}	8,92	25	8,68	30	8,36	44	8,20	60
	4,65	100	4,67	100	4,69	100	4,69	100
	3,13	4	3,18	5	3,23	8	3,24	10
(Al, Mg, Ni)(OH) ₂	8,84	12	8,61	18	8,27	30	8,14	42
	4,65	100	4,68	100	4,70	100	4,70	100
	3,13	4	3,18	6	3,22	9	3,24	12

Если сравнить значения d , измеренные для наблюдаемых базальных отражений (табл. 3), с определенными по рассчитанным дифракционным кривым, то можно заключить, что удовлетворительное соответствие между ними достигается при отношении 6,9 и 9,3 Å компонентов, изменяющемся в довольно узких пределах — от 0,35:0,65 до 0,45:0,55. Оценка интенсивностей рефлексов проводилась в предположении, что $I_p = F_p^2$ (где F^2 — квадрат структурного фактора). Характерной особенностью всех дифракционных кривых, рассчитанных для моделей Ia и Ib с данным отношением слоев разного типа и разным составом слоев бузерита-II, является такое распределение интенсивностей базальных рефлексов, при котором первый из них в 3—8 раз сильнее второго. Эту особенность в распределении интенсивностей можно рассматривать в качестве дифракционного критерия для распознавания смешанослойных фаз бузерит-I — бузерит-II.

Анализ дифракционных картин, рассчитанных для смешанослойной структуры бузерит-I — «литофорит». Условия расчета дифракционных картин такие же, как в рассмотренном выше случае. Высоты (толщины) чередующихся компонентов принимались равными 6,9 и 9,3 Å (фиг. 4, б, в) соответственно для бёрнесситового и литиофоритового пакетов. Расчет проводился для разного состава и строения «литофоритового» компонента: предполагалось, что бруситовые слои, как и в асболане, могут иметь дефектное (островковое) строение. Из данных химического анализа следует, что в группу катионов этих слоев входят Mg, Al, Ni и, возможно, Mn^{4+} . В расчетах степень дефектности бруситовых слоев учитывалась последовательным уменьшением числа катионов и анионов, приходящихся на элементарную ячейку, по сравнению с составом двумерно-непрерывных Mn -слоев. В табл. 4 приведены значения интенсивностей и межплоскостных расстояний рефлексов, оцененных по дифракционным кривым, которые рассчитаны для смешанослойной структуры бузерит-I — «литофорит» при разных содержаниях 6,9 и 9,3 Å компонентов и разной степени дефектности бруситовых слоев. Из данных, приведенных в табл. 4, видно, что для интересующей нас области концентраций чередующихся 6,9 и 9,3 Å компонентов при относительно высокой степени совершенства бруситовых слоев интенсивность второго базального отражения в 2—3 раза сильнее первого. При степени дефектности, равной 0,5 (т. е. на элементарную ячейку приходится 0,5 катиона — Mg, Al, Ni), значения интенсивностей первого и второго базальных отражений для двух сравниваемых структур становятся соизмеримыми. В табл. 3 приведены экспериментальные значения I и d базальных отражений, зарегистрированных для многих частиц исследуемой



Некоторые проблемы возникают по поводу наименования авторами новой изученной смешанослойной фазы. Использование для одного из ее компонентов названия «литтиофорит» не является кристаллохимически строго обоснованным. Оправданием для его использования может служить тот факт, что с таким названием в природе известен минерал, в структуре которого чередуются соразмерные в базисной плоскости слои MnO_2 и $R(OH)_2$. Отсутствие лития в гидроксидных слоях не является препятствием, так как встречаются безлитиевые литтиофориты. Однако в катионный состав $R(OH)_2$ -слоев изученной фазы входит не только Al, но и Mg, Ni и, возможно, Mn^{4+} . Слои Mg—Al-состава составляют основу гидроталькиит-манассеитов, но пока в литературе не описаны материалы, аналогичные по структурным и дифракционным характеристикам.

кам литиофориту, в которых бы Mn-слои чередовались с Al, Mg, Ni гидроокисными октаэдрическими слоями. Возможно, что они существуют в природе. Об этом свидетельствуют некоторые из полученных дифракционных данных, которые можно интерпретировать как результат эпитаксиального срастания асболановой и «литофоритоподобной» фаз. Однако мономинеральные выделения рассматриваемой фазы не обнаружены. В этих условиях авторы сочли целесообразным назвать изученную фазу смешанослойным бузерит-«дефектным литиофоритом». Слово «дефектный» подчеркивает островковое строение $R(OH)_2$ -слоев, а кавычки обращают внимание на отмеченную выше условность в применении названия «литофорит».

На основании проведенных исследований можно сформулировать дифракционные критерии, руководствуясь которыми нетрудно идентифицировать три разных неупорядоченных смешанослойных минерала, электронограммы которых характеризуются практически одними и теми же позициями базальных отражений. Смешанослойный бузерит-асболан отличается от двух других наличием двух несоизмерных гексагональных сеток рефлексов hk на электронограммах. Смешанослойные структуры бузерита-I — бузерита-II и бузерита-I — «дефектного литиофорита» резко отличаются друг от друга на электронограммах по распределению интенсивностей I_i базальных отражений. Если индекс i отображает последовательный номер рефлекса от центра электронограммы, то для смешанослойного бузерита-I — бузерита-II должно соблюдаться условие $I_1 \ll I_2 \gg I_3$, тогда как для бузерита-I — «дефектного литиофорита» — условие $I_2 \approx I_1 \gg I_3$.

* * *

В железомарганцевых конкрециях со дна Тихого океана установлено новое смешанослойное образование, названное бузерит-I — «дефектный литиофорит». Его структура состоит из неупорядоченно чередующихся соразмерных в плоскости (001) бузеритоподобных слоев и литиофоритоподобных пакетов, образованных парами слоев $[Mn_{1-x}^{4+}O_2]$ и $R(OH)_2$ (где $R = Mg, Al, Ni$); последний из слоев является островковым.

Литература

1. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
2. Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Аникеева Л. И. и др. // Океанология. 1985. Т. XXV. Вып. 4. С. 630—637.
3. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Рудницкая Е. С., Сивцов А. В. К характеристике бернессита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 9. С. 67—76.
4. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В., Березовская В. В. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 86—95.
5. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Витовская И. В. и др. Кристаллохимическая природа $Co-Ni$ -асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 73—81.
6. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Витовская И. В. и др. О кристаллохимической природе Ni -асболана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 108—120.
7. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Ермилова Л. П. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 4.
8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91—100.
9. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Структурные разновидности бузерита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 65—74.
10. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А., Диков Ю. П. О структурных разновидностях тодорокита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 61—71.
11. Хирш П., Хови А., Николсон Р. и др. // М.: Мир, 1968. 574 с.
12. Giovanoli R., Büller H., Sokolowska K. Synthetic lithiophorite: electron microscopy and X-ray diffraction // J. Microscopie. 1973. V. 18. № 3. P. 217—284.
13. Straczek I. A., Horen A., Ross M., Warsaw Ch. M. Studies on manganese mineral oxides. IV. Todorokite // Amer. Mineralogist. 1960. V. 45. № 11—12. P. 1174—1184.
14. Turner S., Buseck P. R. Todorokites: a new family of naturally occurring manganese oxide // Science. 1981. V. 212. P. 1024—1027.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
10.XI.1986

УДК 550.836 : 553.981.6 : 551.461.6

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ГАЗОГИДРАТОНОСНОСТИ

СОЛОВЬЕВ В. А., ГИНСБУРГ Г. Д.

Рассмотрены особенности теплового поля субмаринных газогидратоносных отложений. Дан анализ геотермических данных по арктическим акваториям, выявивший погрешности в измерениях, связанные с природной и технологической тепловой нестационарностью. Обоснована необходимость геотермических исследований при изучении газогидратоносности океанических недр.

Одним из важных результатов геологического изучения Мирового океана в последние годы явилось доказательство газогидратоносности его недр. Керны с гидратами были подняты из глубоководных скважин, пробуренных на континентальных склонах и подножиях Тихого и Атлантического океанов; на этих же элементах рельефа в этих же и в других океанах наблюдались геохимические и геофизические (сейсморазведочные) признаки газогидратоносности; на арктическом шельфе она предполагается на основании данных каротажа скважин; выявлены залегающие вблизи дна подводно-грязевулканические газовые гидраты [3].

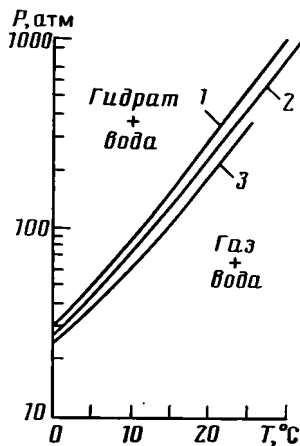
Становится очевидным, что газогидратообразование является фактором океанического литогенеза, близким по значению криолитогенезу на суше [2]. Гидраты газа могут образовывать мономинеральную породу, обуславливая предельную газогидратонасыщенность, быть одним из главных породообразующих минералов, заполняющих поры и цементирующих рыхлые отложения, или являться аксессуарным минералом с минимальной газогидратонасыщенностью (скорее всего в условиях недостатка газа).

Цель данной статьи — показать особенности и обосновать необходимость геотермических исследований при изучении газогидратоносности океанических недр.

Гидраты газа представляют собой твердые соединения, стабильные при относительно низких температурах и высоких давлениях (упругостях) газа-гидратообразователя (фиг. 1). Благоприятные для образования субмаринных гидратов газа термобарические условия существуют практически везде, кроме шельфов вне полярных областей. Если возникает задача оценить глубину зоны, где гидраты могут быть встречены в геологическом разрезе, то обычно совмещают на графике реальную геотермограмму T_h и равновесную PT -диаграмму гидратов (полагая при этом P соответствующим условному гидростатическому давлению при плотности воды 1 г/см^3) и в точках их пересечения находят границы искомой зоны. Понятно, что правильность прогнозирования зависит от надежности геотермической информации. Решение обратной задачи (оценку теплового потока по данным о положении подошвы газогидратоносной зоны) предложили М. Ямано с соавторами [8]; за подошву зоны принимается специфический отражающий сейсмический горизонт, имитирующий дно («Bottom simulating reflector» — BSR¹). Зная температуру дна и определив по равновесной PT -диаграмме гидрата температуру на BSR, можно рассчитать геотермический градиент. Далее на осно-

¹ Основным доводом в пользу гидратообусловленной природы BSR является именно близость PT -характеристики этого горизонта к кривой равновесия газ+вода=гидрат. Необходимо отметить, что связь BSR с подошвой гидратонасыщенных отложений еще остается предположительной; известны случаи, когда BSR не наблюдался на участках заложения скважин, вскрывших гидраты.

ве статистических зависимостей по сейсмической скорости оценивается плотность отложений, а по плотности — теплопроводность. Таким образом получают необходимые данные для расчета теплового потока. Авторы оценивают максимальную погрешность предложенного метода приблизительно в 25% от абсолютной величины и считают, что при региональных исследованиях он дает более надежные результаты, чем при единичных зондовых измерениях².



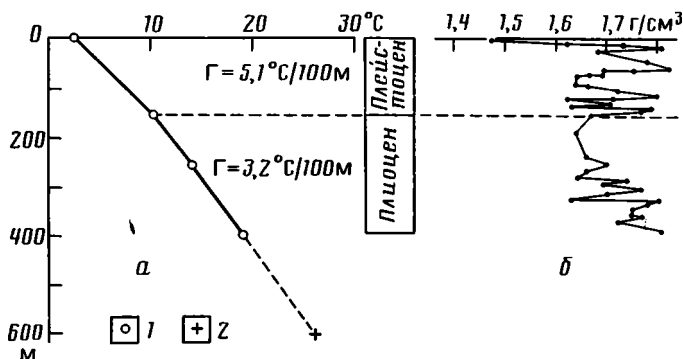
Фиг. 1. Условия стабильности гидратов в системе $\text{CH}_4 + 3,5\% \text{ NaCl}$ в воде (1), $\text{CH}_4 + \text{пресная вода}$ (2), $\text{CH}_4 + 7\% \text{ CO}_2 + \text{пресная вода}$ (3) [8]

Обе названные задачи — определение границ термобарической зоны стабильности гидратов и оценка глубинного теплового потока по положению подошвы этой зоны решались бы сравнительно легко, если бы не присущая геотемпературному полю газогидратонасыщенных отложений нестационарность, в существенной мере подобная нестационарности мерзлой зоны, которая на арктических шельфах и в ряде континентальных регионов не отражает современных условий теплообмена на дне моря или дневной поверхности, а является реликтом прошлых условий давностью по меньшей мере в несколько тысяч лет. Отличие здесь заключается в том, что стабильность гидратов определяется постоянством не только температуры, но и давления (а значит, колебаниями уровня моря). В теплофизическом смысле аналогия между мерзлыми и газогидратонасыщенными породами вполне надежна: теплота фазового перехода газа и воды в гидрат для природных углеводородных газов в интервале температур $0\text{—}20^\circ\text{C}$ составляет $0,5\text{—}0,6$ кДж на 1 г воды, что даже больше, чем теплота плавления льда при 0°C ($0,335$ кДж). Таким образом, газогидратонасыщенные отложения по сравнению с мерзлыми при прочих равных условиях отличаются еще большей тепловой инерционностью.

Характерной особенностью гидратов газа в геологических средах является то, что они практически всегда не существуют стабильно, даже если температура и уровень моря не изменяются: образование — разложение гидратов регулируется упругостью газа-гидратообразователя. Если упругость газа растет (например, имеет место его генерация *in situ* из органического вещества или всплывание с глубины), то может иметь место новообразование гидратов; если газ уходит из системы и упругость его вследствие этого уменьшается, то присутствующие в системе гидраты начинают разлагаться.

Скорости этих процессов, естественно, зависят от скоростей поступления и рассеивания газа. Трудно представить себе такую ситуацию в поддонных отложениях, когда гидраты существуют, а скорости поступления и рассеивания газа равны. Поэтому существование гидратов в субмаринных отложениях должно быть, как правило, сопряжено с нестационарностью температурного поля. Поскольку новообразование гидратов сопровождается выделением тепла, а разрушение — поглощением, над формирующимся скоплением гидратов должны существовать положительные геотермические аномалии, над разрушающимися — отрицательные; видимо, возможны случаи, когда в основании гидратонасыщенных отложений гидраты разлагаются, а в кровле образуются, и наоборот. Вполне вероятно, что именно гидратообразовательный процесс ответственный за изменчивость геотермического градиента по разрезу скважины глубоководного бурения (фиг. 2), в верхней части которого предполагается выделение тепла [6]. В керне из этой скважины наблюдались гидраты. Предельным геотермическим эффектом разложения гидратов в

² Описываемый способ пренебрегает влиянием гидратонасыщенности на сейсмическую скорость и теплопроводность отложений [7].



Фиг. 2. Геотермический градиент (а) и плотность отложений (б) по данным измерений в скв. 533 DSDP [6]
1 — измеренная температура; 2 — температура, экстраполированная на глубину BSR

верхней части газогидратосодержащей толщи, т. е. на относительно малой поддонной глубине, может быть отрицательный тепловой поток в надгидратном слое.

Изложенные соображения, очевидно, могут служить предпосылкой использования геотермических наблюдений для выявления скоплений гидратов в поддонных отложениях и выяснения направления гидратообразовательного процесса. Более глубокое обоснование такого применения требует дополнительных исследований, в частности математического моделирования тепло- и массопереноса при газогидратообразовании в недрах; лабораторного экспериментального определения тепловых констант гидратоносных отложений и других физико-химических параметров, определяющих возможность расчетов на основании математических моделей; натурных геотермических и других наблюдений на эталонных объектах — известных газогидратопроявлениях. В то же время «газогидратная поправка» должна учитываться при определении глубинного теплового потока.

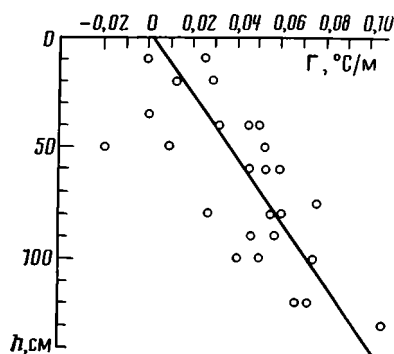
Вместе с тем наш опыт показывает, что применение геотермических исследований при изучении газогидратоносности акваторий требует совершенствования методики самих наблюдений. Это касается, в частности, зондового метода, на данных которого основана практически вся геотермия океана. Мы проанализировали имеющиеся геотермические данные по Северному Ледовитому океану с целью определения положения в его геологическом разрезе границ зоны стабильности гидратов. При этом выяснилось, во-первых, что часть измерений сделана в пределах поддонных глубин, значительно меньших, чем заметная (отвечающая точности измерений) глубина проникновения периодических колебаний температуры придонного слоя воды. Это относится в особенности

$A_{\xi}, ^\circ\text{C}$	$A_0, ^\circ\text{C}$	$\xi, \text{ м при } K, \text{ м}^2/\text{с}$		
		$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$
0,005	0,5	33	10	3,3
	0,05	16	5	1,6
0,001	0,5	44	14	4,5
	0,05	28	9	2,8

к шельфам; согласно гидрологическим данным, годовая амплитуда колебаний температуры дна на арктических шельфах часто достигает десятых долей градуса, а в отдельных районах — даже целых градусов. Простой расчет по формуле, основанной на первом законе Фурье,

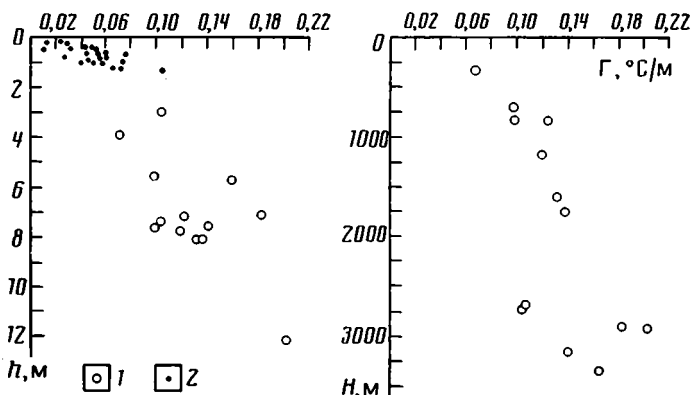
$$\xi = \sqrt{\frac{KT}{\pi}} \ln \frac{A_0}{A_{\xi}},$$

где ξ — глубина проникновения колебаний температуры с амплитудой на поверхности A_0 , периодом T , равным $1/2$ года, и амплитудой A_ξ , равной принятой точности измерений (на глубине ξ); K — коэффициент теплопроводности, показывает, что при реальных условиях ξ составляет не менее 1 м (таблица). Поэтому измерения на полигоне в Восточно-Сибирском море [1], выполненные в интервале поддонных глубин до 1 м, не характеризуют глубинный тепловой поток. Это же относится и к измерениям в Баренцевом море на профиле Земля Франца-Иосифа —



Фиг. 3. Зависимость измеренного градиента температуры от заглубления нижнего датчика. Зонда на полигоне, расположенном в верхней части континентального склона Восточно-Сибирского моря

нах моря, придонной температуре и коэффициенте теплопроводности отложений оказалось, что геотермические градиенты изменяются в весьма широких пределах: от $-0,02$ до $+0,077^\circ \text{C/м}$. Поиски причин такой изменчивости привели к выводу о том, что она имеет технологический характер: градиент температуры закономерно возрастает с увеличением глубины измерения (фиг. 3) — корреляция между величиной градиента и заглублением нижнего датчика оказалась статистически значимой (коэффициент корреляции r равен 0,65). Аналогичная закономерность выявилась при анализе зарубежных данных по северной части Норвежско-Гренландского бассейна [5], несмотря на то что и исследованная площадь, и глубина моря, и диапазон ее изменений, и вариации температуры дна, и глубина зондирования в этом районе значительно больше, чем в Восточно-Сибирском море. Здесь также с увеличением глубины внедрения зонда наблюдается рост градиента температуры (фиг. 4);



Фиг. 4. Зависимость измеренного градиента температуры от заглубления зонда h и глубины моря H
1 — северная часть Норвежско-Гренландского бассейна, 2 — верхняя часть континентального склона Восточно-Сибирского моря (см. фиг. 3)

по 13 замерам $r=0,66$. Одновременно градиент температуры оказался коррелирован также с глубиной моря ($r=0,7$). Конкретная причина обнаруженных искажений не вполне ясна, хотя кажется вероятным, что она связана с недостаточно малой инерционностью измерительных устройств (с недостаточным временем нахождения зонда в среде, где производилось измерение).

* * *

Геотермические исследования — необходимое звено в изучении газогидратоносности океанических недр. Присущая газогидратоносным отложениям тепловая нестационарность служит предпосылкой использования геотермического метода для обнаружения скоплений гидратов газа и для выявления направленности процесса в газогидратосодержащей толще. Для обоснования такого применения метода следует привлечь математическое моделирование, лабораторные эксперименты и целенаправленные натурные наблюдения на эталонных объектах. Кроме того, требует совершенствования методика морских геотермических измерений — должны быть исключены погрешности, связанные с природной и технологической тепловой нестационарностью.

Литература

1. Власенко В. И., Сальман А. Г., Томара Г. А., Баранов В. А. Данные измерений теплового потока в восточной части арктического бассейна//Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984. С. 47—51.
2. Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Иванов В. Л., Соловьев В. А. Особенности литогенеза при газогидратообразовании в недрах Мирового океана//Докл. АН СССР, 1986. Т. 288. № 6. С. 1446—1449.
3. Гинсбург Г. Д., Иванов В. Л., Соловьев В. А. Гидраты природного газа в недрах Мирового океана//Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 141—158.
4. Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 232 с.
5. Crane K., Eldholm O., Myhre A. M., Sandvor E. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault//Tectonophysics. 1982. V. 89. № 1—3. P. 1—32.
6. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Wash. 1984. V. 76. P. 35—80.
7. Stoll R. D., Bryan G. M. Physical properties of sediments containing gas hydrates//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B4. P. 1629—1634.
8. Yamano M., Uyeda S., Aoki Y., Shipley T. H. Estimates of heat flow derived from gas hydrates//Geology. 1982. V. 10. № 7. P. 339—343.

ПГО «Севморгеология»,
Ленинград

Поступила в редакцию
30.X.1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.14(261.35)

ГАЗОТУРБИРОВАННЫЕ ОСАДКИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

БЛАЖИШИН А. И., ЛАНГЕ Д., СВИНАРЕНКО В. К., ТРОЦЮК В. Я.

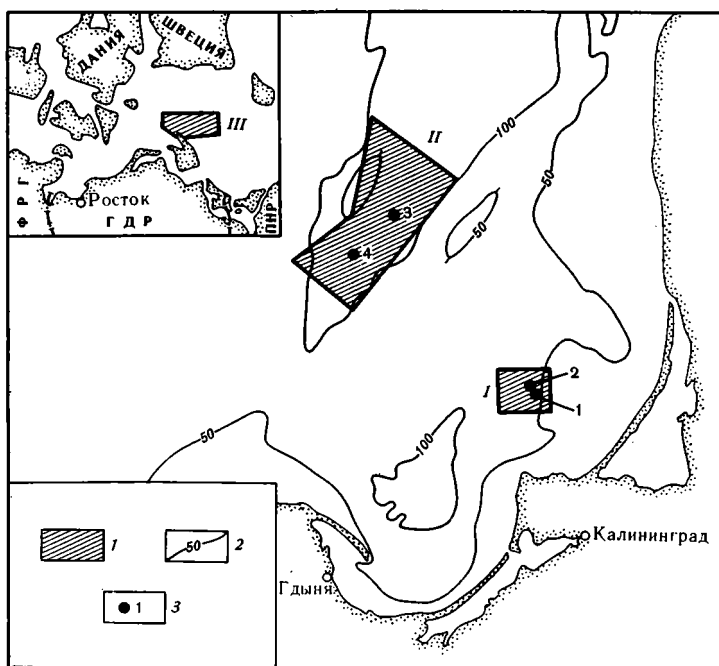
В последние годы на дне многих мелководных акваторий Мирового океана обнаружены газовые кратеры (rockmarks) размером в поперечнике от десятков до первых сотен метров, глубиной до нескольких метров. Впервые такие образования были описаны для атлантического шельфа Канады [7] и исследовались затем в Северном [6, 8], Беринговом, Охотском морях, Мексиканском заливе и в некоторых других районах [4, 9 и др.], а также в Кильской бухте Балтийского моря [11].

В Центральной Балтике газовые кратеры были выявлены в 1980—1982 гг. [1, 2] и более детально изучались в экспедициях на НИС «Шельф» (1984 г.) и НИС ГДР «А. Гумбольдт» (1985 г.). Прослеживание кратеров осуществлялось с помощью высококоразрешающей акустической аппаратуры «Atlas—Deso 10» и эхолота «Омар» при скорости судна 4—6 узлов. Профили прокладывались по линиям радиолокационной системы «Десса—Navigator», что обеспечивало определение судна с точностью до 60 м. Станционные исследования с отбором проб придонной воды и осадков непосредственно из кратеров выполнялись с помощью буйковых постановок. Пробы донных осадков отбирали дночерпателем, прямоочной и вибропоршневой трубками, секционной герметичной трубкой, пробы воды — герметичным придонным батометром. Определение концентрации и состава газов проводилось на борту судна «А. Гумбольдт» с помощью хроматографов ЛХМ-80МД и ХПМ-2 по принятой методике. Основные характеристики газотурбированных осадков по ряду станций приведены в таблице.

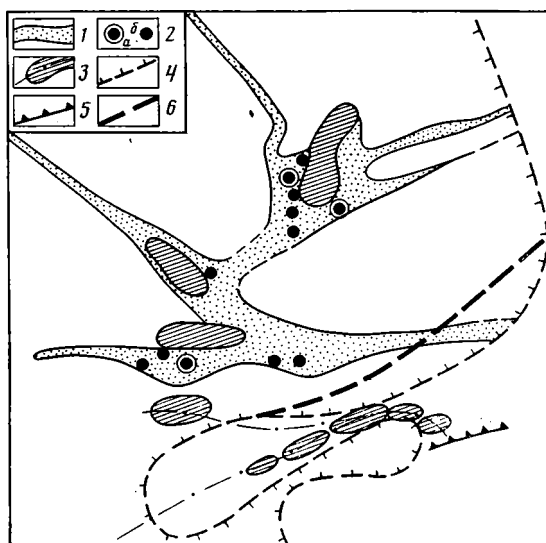
Наиболее детально кратеры изучены на двух полигонах — Гданьском и Южно-Готландском (фиг. 1). В первом районе кратерное поле расположено у подножия восточного склона впадины, где распространены надморенные осадки мощностью 15—20 м, в том числе слой морских голоценовых илов (3—4 м). Преобладающие глубины дна — 90—104 м. С юга район ограничен выступом структурного типа, на который наложена моренная гряда юго-западного простираения; такое же простираение имеет выявленная здесь сейсмическими работами зона разлома. В этом районе на площади около 60 км² выявлено две группы кратеров (всего около 10). Первая группа расположена цепочкой по внешнему краю геоакустической аномалии, протянувшейся на сотни метров вдоль склона моренной гряды в виде узкой ложбины по направлению контурного течения (фиг. 2). Кратеры здесь неглубокие (до 1 м), но достаточно широкие (до 100 м) в поперечнике. Как в зоне аномалии, так и за ее пределами на глубине около 4 м ниже поверхности дна обнаружены структуры, похожие на погребенные кратерные воронки.

Вторая северная группа кратеров располагается внутри зоны акустической аномалии, прослеживающейся вдоль куполовидного, по-видимому, островного поднятия плейстоценового рельефа. Ширина аномалии на этом участке развития кратеров составляет 300—350 м. По сравнению с первым участком кратеры здесь (фиг. 3, 4) крупнее (до 200—250 м в поперечнике) и значительно глубже (до 3 м). По-видимому, эти кратеры также имеют форму удлиненных депрессий. На обоих участках акустические аномалии тяготеют к глубоким врезам, напоминающим борта подводной долины. Глубина вреза и крутизна склонов этих предполагаемых долин, безусловно, сильно искажены вследствие уменьшения скорости звука в газотурбированных осадках. Не исключено, что долинное углубление не существует вовсе, а является лишь отражением акустической неоднородности наподобие эффекта структур VAMP'S [10].

На втором полигоне — в южной части Готландской впадины в интервале глубин моря 110—150 м прослежено более 300 кратеров, в том числе 45 крупных. Большинство кратеров расположено в западной части полигона, примыкающей к субмеридиональной подводной гряде, разделяющей Готландскую впадину на две неравные части. Восточная депрессия с многочисленными газовыми кратерами выполнена четвертичными отложениями относительно небольшой (до 12—15 м) мощности; акустически прозрачный рыхлый слой донных осадков составляет 4—6 м (в карманообразных понижениях до 10 м). Все без исключения кратеры приурочены здесь к понижениям очень неровного древнего плейстоценового рельефа, образование которого связано с позднечетвертичной деградацией бассейна. Кратеры имеют четкое V-образное сечение (см. фиг. 3, 4) со сглаженными краями и глубину заложения до 6 м (чаще 2—3 м), ширина кратеров обычно составляет 50—80, но иногда достигает 300 м. Кратеры скорее всего имеют не изометричную, а вытянутую форму; местами они представляют собой цепочки рывтин, вытянутых вдоль простираения основных морфоструктур дна. Все изученные кратеры прослеживаются в иловом слое, только в северной части впадины, по геоакустическим данным они, видимо, заглублены в нижнеголоценовые или плейстоценовые (верхнетриасовые) на 1 км профиля глины, встречаются до двух-трех кратеров. Наблюдаются двойные,



Фиг. 1. Обзорная схема районов работ
 Полигоны: I — Гданьский; II — Южно-Готландский, III — Арконская
 впадина; 1 — местоположение полигонов; 2 — изобаты, м; 3 — место-
 положения изученных кратеров и их номера (1—4)



Фиг. 2. Местоположение кратеров на Гданьском полигоне
 1 — акустические аномалии; 2 — кратеры (а — крупные, б — мелкие);
 3 — островные и грудовые поднятия плейстоценового субстрата;
 4 — граница распространения илов; 5 — иольдиевый клиф; 6 — раз-
 ломы

а также заполненные илами погребенные кратеры; по краю некоторых крупных кратеров на поверхности дна отмечается невысокий вал, образованный, вероятно, выбросами ила. Геоакустически «видимый» интервал разреза под кратерами обычно невелик (первые десятки метров), но все же позволяет предполагать миграцию флюидов по трещинам. Происхождение глубоких кратеров с заметно более крутыми (до 10—12°) стенками, возможно, связано с активными придонными течениями.

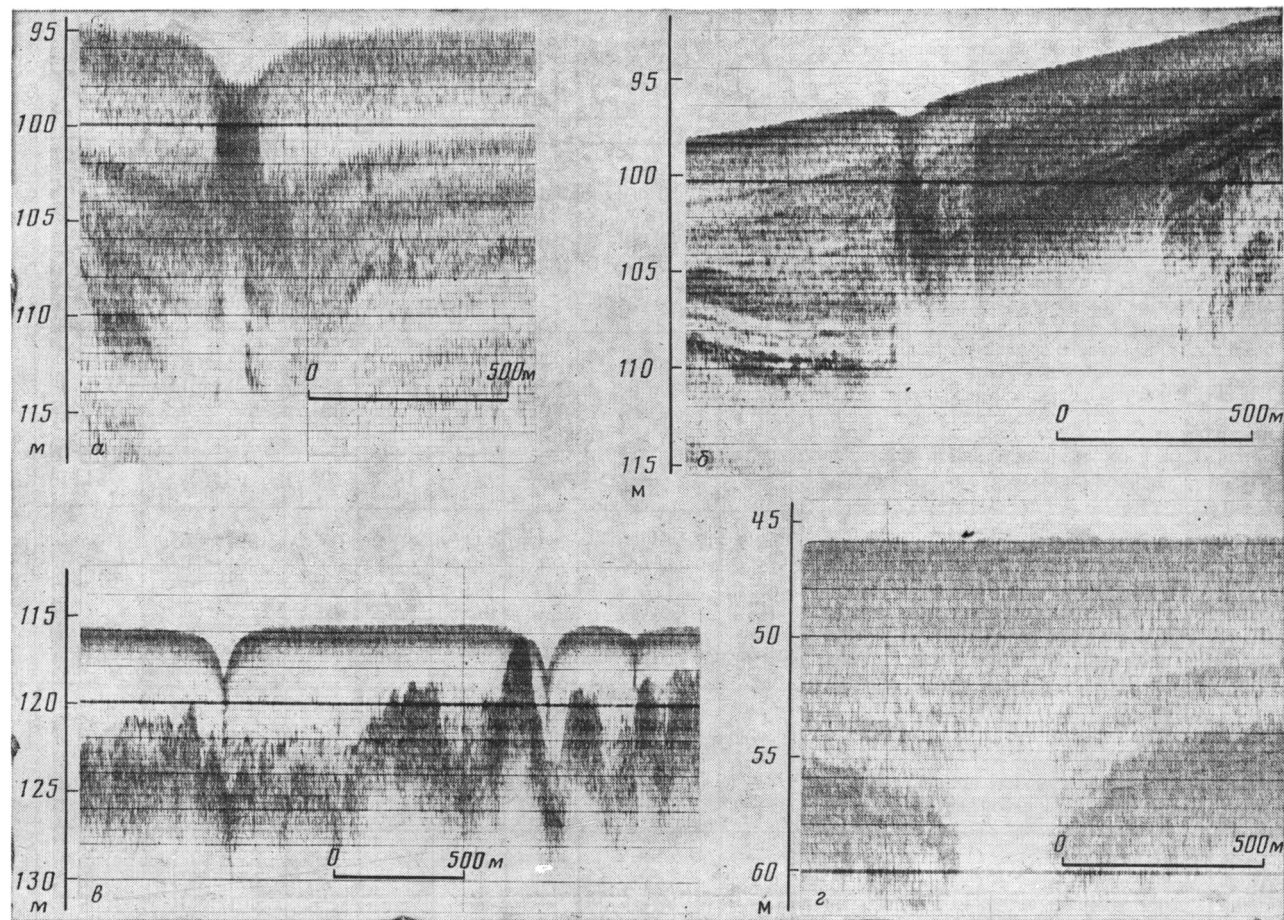
Осадки в морфологически хорошо выраженных кратерах представлены исключительно илами верхнеголоценового возраста. Кроме того, как уже отмечалось, наблюдались формы типа кратеров (в том числе погребенных) и в нижнеголоценовых осад-

Характеристика газотурбированных осадков Балтийского моря по материалам экспедиции 1985 г. на НИС ГДР «А. Гумбольдт»

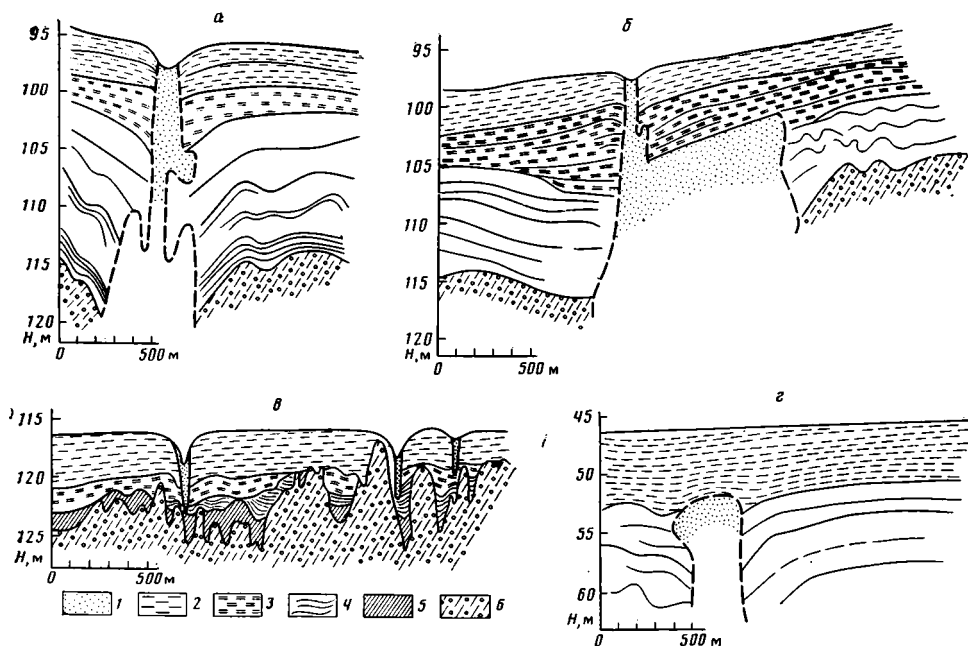
Район	Глубина дна, м (номер станции)	Горизонт, см	pH *		Eh *		CH ₄ , см ³ /кг	Cорг, %	Условия пробоотбора	Описание осадков
			осадок	илловая вода	осадок	илловая вода				
Северо-восточная часть Гданьского бассейна	100 (Г-5006)	20—30	7,13	8,36	—149	+209	10,5}	2,64	Колонка получена рядом с кратером 1	Ил алевроито-пелитовый, кавернозный с запахом H ₂ S
		55—65	7,36	7,80	—230	+170	17,0}	—		
		90—100	7,70	8,28	—250	+178	30,0	—		
		125—135	8,20	8,22	—262	—12	40,0}	4,0		
		135—170	7,70	8,42	—137	+210	— }	—		
	98 (Г-5007)	0—20	—	—	—	—	130,0	2,62	Кратер 1, средних размеров (~100 м), глубиной 1 м, у подножия моренной гряды в краевой зоне акустических аномалий мощностью илов — 2,5—3 м	Ил алевроито-пелитовый, кавернозный, с запахом H ₂ S, с 96 см — зеленовато-серый
		20—41	7,57	8,24	—277	—59	78,0	3,02		
		41—66	7,53	8,10	—261	+216	65,0	4,75		
		66—95	7,06	8,07	—156	+248	42,0	—		
		100—130	7,11	8,04	—89	+256	— }	4,79		
		130—170	7,32	8,04	—49	+180	— }	—		
	89 (Г-5008)	Придонная вода	—	—	—	—	32—40·10 ⁻⁴	—	Кратер 2, крупный (до 250 м в поперечнике), глубиной до 2,5 м; расположен в зоне акустической аномалии у подножия эродированного поднятия. Мощность илов ~4 м	Ил алевроито-пелитовый, черный кавернозный; со 180 см — зеленовато-черный и черно-серый с H ₂ S, с многочисленными диагональными и вертикальными трещинами; с 370 см вновь черный кавернозный ил
		0—10	7,41	7,79	—202	+247	—	3,21		
		50—60	7,50	7,59	—214	+242	127,0	2,72		
		100—110	7,23	7,74	—136	+257	—	3,71		
		150—160	7,26	7,68	—189	+243	27,0	3,93		
		170—180	6,86	7,73	—123	+103	—	—		
		180—190	7,12	7,91	—103	+101	—	—		
		200—210	7,00	7,92	—103	+127	—	5,57		
		250—260	7,51	8,02	—85	+152	36,0	4,43		
		300—310	8,08	8,50	—70	+180	—	3,82		
		350—360	7,68	8,05	—60	+185	50,0	4,98		
		380—390	7,90	7,97	—198	+181	—	—		
	94 (Г-5008A)	0—10	—	—	—	—	4,0	—	Далеко от кратера 2	1. Ил темно-серый пятнистый с реликтами окисленного слоя (0—3,5 см); 2. Ил серый пятнистый (3,5—10 см); 3. Ил темно-серый (10—50 см)
		50—60	—	—	—	—	81,0	—		

	96 (Г-5009)	60—70 95—105 130—140 140—162	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	17,0 25,0 43,0 —	4,99 — 5,56 —	Рядом с кратером 2; мощность голо- цена 7 м, в том числе морских илов 2—4 м	Ил алевроито-пелитовый кавернозный, в низу зеленовато-черный с H ₂ S
	98 (Г-5010)	0—35 90—100 125—135 160—170 195—205	7,50 7,59 7,53 7,48 7,79	7,50 7,54 7,61 8,05 8,28	—214 —203 —216 —197 —187	— +51 +81 +124 +135	— 137,0 200,0 140,0 45,0	— — — — —	Кратер 2; мощность голоцена 5,5— 8 м, в том числе морских илов 3—4 м	Ил алевроито-пелитовый, черный ка- вернозный, в интервале 105—104 см — до серо-черного, ниже зеленовато-серый до серо-зеленого, трещиноватый, с H ₂ S
Южная часть Готланд- ской впа- дины	117 (Г-5012)	Придонная вода 15—25 60—70 93—105 130—140	— 7,75 7,60 7,66 7,60	— 7,74 7,95 7,75 8,07	— —78 —181 —137 —173	— +46 +97 +147 +192	64·10 ⁻⁴ 195,0 300,0 200,0 127,0	— 3,51 3,99 4,17 3,84	Кратер 4, крупный (до 150—200 м), глубиной до 3 м; мощность илов 3— 4,5 м	Ил алевроито-пелитовый кавернозный, со 150 см — зеленовато-серый, трещино- ватый, с H ₂ S
	115 (Г-5013)	10—20 25—35 60—70 95—105 110—120 130—140	7,67 — 7,71 7,60 7,81 —	7,81 — — — 8,50 —	—177 — —149 —196 —210 —	—74 — —190 —100 —68 —	— 1,0 8,0 18,0 — 30,0	— 4,23 — 3,45 4,60 3,92	Вдали от зоны кратеров; ровная поверхность илов (мощность до 4 м)	Ил алевроито-пелитовый, зеленовато- черный, слабополосчатый, с H ₂ S; с 30 см — зеленовато-серый до серо-зеленого, гомоген- ный, творожистый с сильным запахом H ₂ S
Аркон- ская впадина	46 (Г-1059)	Придонная вода 10—20 45—55 80—90 115—125 140—145	— — 7,40 7,77 7,52 7,54	— — 8,29 8,41 8,62 8,61	— — —226 —221 —214 —185	— — —181 —154 —161 —	10·10 ⁻⁴ 10,0 90,0 120,0 100,0 —	— — 5,31 4,85 4,60 3,92	Зона акустической аномалии, на глу- бине 9 м ниже поверхности дна; мощ- ность илов 5—7 м	Ил алевроито-пелитовый, серо-черный, до черно-серого, творожистый, гомоген- ный; со 100 см — зеленовато-темно-серый, кавернозный с H ₂ S; со 135 см — зелено- вато-серый, с сильным запахом H ₂ S
	47 (Г-1060)	Придонная вода 25—35 60—70 95—105	— 7,90 7,17 7,63	— 8,06 8,17 8,10	— —220 —220 —203	— —151 —134 —99	1200·10 ⁻⁴ (с грунтом) 20,0 75,0 70,0	— 4,55 5,28 7,29	Вблизи зоны акустической аномалии	Ил алевроито-пелитовый, черный до серо-черного; с 80 см — зеленовато-серый, сильнопористый, с сильным запахом H ₂ S

* Определения выполнены Т. Щепаньской и Г. Бублиццем.



Фиг. 3. Акустические разрезы
характерных участков с раз-
личными формами газовой раз-
грузки
а—б — Гданьский полигон (а—
северный участок; б — юж-
ный); в — Готландский поли-
гон; г — акустическая анома-
лия в Арконской впадине



Фиг. 4. Геологическая интерпретация акустических разрезов (а—г — см. на фиг. 3)
1 — газотурбированные осадки; 2 — сапропелевидные илы среднего — верхнего голоцена;
3 — нижнеголоценовые осадки; 4 — ленточные глины; 5 — мореноподобные отложения;
6 — морена

ках. Скорости седиментации в целом для морского голоцена (0—8000 лет) в районе кратеров обычно изменяются в пределах 25—75 см/1000 лет. По гранулометрическому составу осадки в кратерах представлены алевритопелитовыми и пелитовыми газотурбинными (сильноквернозными) илами. В отличие от обычных квернозных осадков, которые наблюдаются в районах Центральной Балтики (мощность морских илов превышает здесь 3 м), илы кратеров отличаются мелкосетчатой (полигональной) текстурой с огромным количеством мелких пор и наличием хорошо выраженных субвертикальных, диагональных и субгоризонтальных трещин, прослеживающихся в колонках на десятки сантиметров. Осадки из зон акустических аномалий газотурбированы не с поверхности, а с глубины примерно 1 м. Плотность газотурбированных илов в Гданьской впадине составляет 1,10—1,14 г/см³, в Южно-Гданьском регионе — 1,0—1,17 г/см³; влажность соответственно 68—80 и 66—76%.

Повсеместно газотурбированные илы в верхнем слое черные, черно-серые; ниже зеленовато-темно-серые. В центре кратера черные илы распространяются на большую глубину, чем на его склонах. Резко восстановительные условия в газотурбированных осадках подтверждаются прямыми измерениями Eh. Минимальные его значения (—200—277 мВ) наблюдаются в илах верхнего слоя, в то время как в нормальных условиях минимум окислительно-восстановительного потенциала приходится на подповерхностный (обычно 70—100 см) интервал (см. таблицу). Черный цвет осадков и низкие величины Eh свидетельствуют об активно протекающих процессах сульфатредукции и сульфидообразования. В то же время иловая вода этих осадков характеризуется положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала, что резко контрастирует с обычной картиной за пределами кратеров. Это явление можно объяснить окисляющим воздействием свободной CO₂ и бикарбонатов при участии бактерий. На присутствие CO₂ указывают и относительно низкие значения pH в подповерхностных горизонтах газотурбированных осадков из кратеров (см. таблицу) и наличие микростражений окисленного пирита.

Содержание метана в газотурбированных осадках кратеров Гданьского и Южно-Готландского полигонов изменяется в пределах от 65 до 300 см³/1 кг влажного осадка, а в зоне геоакустических аномалий Арконской впадины (см. фиг. 3) — 10—120 см³/кг. С удалением от кратеров концентрация метана быстро уменьшается до обычных для балтийских илов значений (1—10 см³/кг). Важно отметить, что в кратерах содержание метана возрастает снизу вверх с небольшим градиентом, тогда как за пределами кратеров как в обычных условиях, так и в зоне геоакустических аномалий наблюдается обратная картина.

Во всех случаях градиент содержания метана вниз по колонке возрастает в десятки раз и заметной корреляции с содержанием органического углерода не наблюдается (см. таблицу). Такое его распределение, видимо, указывает на то, что илы в кратерах накапливают метан флюидного потока, поступающий снизу, и сингенетичный бактериальный метан, а само кратерообразование обусловлено быстрой разгрузкой газа, возможно, взрывного характера. В зоне геоакустических аномалий без кратеров (обычно в

мелководных районах) разгрузка газов происходит хотя и интенсивно, но в более рассеянной форме, или путем латеральной миграции вдоль базальных границ. Вместе с тем наличие геоакустических аномалий, вызванных скоплением газовых пузырьков, является предпосылкой кратерообразования. Можно полагать, что этот процесс лимитируется рядом факторов, в числе которых наиболее существенны скорость седиментации, гранулометрия и пористость осадков, придонная гидродинамика, а также наличие системы тектонических трещин, по которым происходит миграция газов из глубинных слоев осадочного бассейна. Мощный поток глубинных флюидов, по-видимому, способствует интенсификации биохимических процессов в голоценовой толще [15], о чем свидетельствует локальная обогащенность C_{org} (до 5,5—7,3%), газотурбированных илов из кратеров и смежных с ними участков.

Для расшифровки динамики кратерообразования представляет интерес изучение газовых потоков в придонном слое воды внутри кратеров. Для этой цели в отделе нефтегазоносности Мирового океана ИОАН [4] разработана специальная аппаратура — автоматический придонный пробоотборник с акустическим каналом связи и придонный батометр — интегратор газового потока. Ее применение позволит получить более четкое представление о процессе миграции газов из кратеров.

Литература

1. Блажчишин А. И. Газовые кратеры на дне Центральной Балтики//Тезисы докл. 6-й Всес. школы морской геологии. Т. 2. М.: ИОАН СССР, 1984. С. 169—170.
2. Блажчишин А. И., Ланге Д. Геолого-геофизическое исследование в Балтийском море по программе СЭВ, 1982//Океанология. 1984. Т. 29. Вып. 5. С. 855—860.
3. Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Берлин Ю. М., Пиляк В. Л. Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий. М.: Наука, 1980. 283 с.
4. Троцюк В. Я., Авиллов В. И. Рассеянные флюидные потоки со дна Мирового океана//Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1479—1482.
5. Троцюк В. Я., Немецкая И. А. Нефть в океане: загрязнение или естественный приток//Природа. 1985. № 7. С. 28—33.
6. Hovland M. Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench//Marine Geol. 1981. V. 39. № 1/2. P. 103—117.
7. King L., Maclean B. Pockmarks of the Scotian Shelf//Bull. Geol. Soc. America. 1970. V. 81. P. 3141—3148.
8. McQuillin R., Fannin N. Explaining the North Sea's lunar floor//New Sci. 1979. V. 83. № 1163. P. 90—92.
9. Nelson H., Thor D., Sandstrom M., Kvenvolden K. Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor «pockmarks») on the Bering shelf, Alaska//Bull. Geol. Soc. America. 1979. Pt 1. V. 90. № 12. P. 1144—1152.
10. Sholl D. W., Cooper A. K. VAMP's — possible hydrocarbon — bearing structures in Bering Sea basin//AAPG Bull. 1978. V. 62. № 12. P. 2481—2488.
11. Werner F. Depressions in mud sediments (Eckenfoerde Bay, Baltic Sea) related to subbottom and currents//Meyniana. 1978. V. 30. P. 99—104.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9.IV.1986

УДК 551.231 : 552.321.5(477)

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ С ВИВИАНИТОМ НА РУДОНОСНЫХ ГАББРО-НОРИТАХ НОВОМИРГОРОДСКОГО МАССИВА

БОРИСЕНКО Л. Ф., ТАРАСЕНКО В. С., ПОЛИКАШИНА Н. С., ЧУДИНОВ В. И.

Вивианит — железофосфатный минерал зоны гипергенеза, довольно распространенный в богатых фосфором осадочных железных рудах, в болотных рудах, в фосфатонесных корах выветривания ультраосновных — щелочных пород [2, 8, 10]. Однако в коре габброидов анортозитовой формации Украинского щита (УЩ) виивианит обнаружен впервые. Этот минерал установлен нами в коре выветривания, развитой на рудоносных габбро-норитах Новомиргородского анортозитового массива (Корсунь-Новомиргородский плутон).

Габбро-нориты преимущественно распространены в краевой части Новомиргородского массива в виде прерывистого пояса, обрамляющего анортозиты так называемого центрального комплекса. Габбро-нориты имеют мелко- и среднезернистую, а на отдельных участках — крупнозернистую структуру и массивную с элементами трахитонидной текстуры. Кое-где отмечаются порфировидные разности этих пород. Под микроскопом наблюдается габбровая или габбро-офитовая структура. Среди главных породообразующих минералов габбро-норитов представлены: пироксен (моноклинный и ромбический) и оливин (40—60%), плагиоклаз ($Ап_{37-45}$ 30—40%), ильменит (5—10%), апатит (5%), а также калишпат, кварц, амфибол, биотит, хлорит.

Химический состав пород в коре выветривания габбро-норитов, %

Зона коры	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
III	35,24	7,50	29,29	5,70	6,60	0,08	He обн.	1,99
II	31,41	6,67	28,27	4,99	11,57	0,09	»	1,45
I	33,93	5,07	25,94	5,74	10,92	0,05	»	1,93
0	56,73	1,33	11,84	3,77	7,64	0,07	1,04	4,83

Зона коры	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	S _{общ}	Σ
III	0,06	He обн.	0,80	0,40	11,56	0,39	0,12	99,73
II	0,03	»	0,65	0,90	10,08	3,13	0,06	99,90
I	0,06	»	0,15	0,70	9,95	5,27	0,05	99,76
0	2,44	1,20	0,23	3,33	5,41	He обн.	He обн.	99,86

Примечание. В этой и следующей таблице аналитик Н. И. Короткова (ИМГРЭ).

Ильменит встречается в виде отдельных таблитчатых, пластинчатых, округлых и ксеноморфных зерен или их сростаний. Апатит образует мелкие дипирамидально-призматические кристаллы размером 0,0 μ —0, μ мм, которые находятся в тесной ассоциации с железомagneзиальными силикатами и ильменитом.

Кристаллические породы Украинского щита покрывает каолиновая кора выветривания [1, 7, 9] (мощностью от нескольких метров до 30 м), сформировавшаяся в мезозое (юра — мел) в условиях теплого влажного климата. Кора выветривания лучше сохранилась в погорбленных долинах и на склонах водораздельных пространств.

Для коры выветривания габбро-норитов Новомиргородского массива наиболее характерен обеленный каолиновый элювий, имеющий следующее зональное строение (снизу вверх):

Зона I начальных продуктов выветривания (0,5—5 м) сложена трещиноватыми грязно-бурыми габбро-норитами. Вверх по разрезу порода становится все более выщелоченной, трещиноватой, приобретает дресвянистый облик. Дробление и дезинтеграция силикатов сопровождалась их частичным замещением глинистыми минералами. Пироксены по микротрещинам и с периферии зерен замещены желто-зеленовато-бурым тонкочешуйчатым гидроксидом-монтмориллонитовым агрегатом. Биотит испытал гидратацию с образованием крупных чешуек и вермикулитоподобных сростаний триоктаэдрической гидрослюдь. По микротрещинам раздробленных остроугольных зерен плагиоклаза отмечается развитие микрочешуйчатого гидрослюдистого агрегата.

Зона II промежуточных продуктов выветривания (5—10 м) имеет полиминеральный каолинист-гидрослюдистый-монтмориллонитовый состав. В глинистой породе хорошо сохранилась реликтовая структура исходных габбро-норитов. Порода желто-зеленовато-бурого цвета. Пироксен и оливин полностью замещены крупночешуйчатым желто-зеленым монтмориллонитом. Плагиоклаз сохранился в виде остроугольных обломков в тонкочешуйчатом гидрослюдистом-каолининовом агрегате. По микротрещинам и в пустотках выщелачивания отмечаются скопления гидроокислов железа в виде тонких прожилок, линз, скорлуповатых стяжений, охристых разводов.

На дифрактограмме глинистой фракции II выделяются резкие монтмориллонитовые ($d_{001}=15,0$ Å; $d_{060}=1,507$ Å; в этиленгликоле $d_{001}=17,4$ Å), слабые гидрослюдистые (10,1; 5,0 Å) и каолининовые (7,09; 4,34; 3,57 Å) рефлексы.

Каолининовая зона III — заканчивает разрез коры выветривания (10—15 м). Порода имеет светло-серый (или белый) цвет с желто-бурыми пятнами и разводами вследствие выделения в глинистом элювии гидроокислов железа. Наиболее распространенный минерал — каолинит образует пелитоморфные, мелко-, средне- и крупночешуйчатые агрегаты, вплоть до крупных вермикулитоподобных и шнуровидных сростаний (последние образовались за счет каолинизации соответственно гидрослюдь и монтмориллонита). На отдельных крупных чешуйках биотита можно проследить все стадии перехода от слабовыщелоченной гидратированной слюды к каолиниту.

На полученной дифрактограмме глинистой фракции, выделенной из породы III зоны, хорошо выражены каолининовые рефлексы: 7,18; 3,57; 2,34 Å. О высокой степени кристалличности изученного каолинита свидетельствуют четко проявленные характерные для триклинного каолинита «триплеты»: 4,45; 4,36 и 4,16 Å; 2,38; 2,34 и 2,29 Å. Рассчитанный по методу Д. Хинкли индекс кристалличности K каолинита равен 0,9, что типично для образцов этого минерала с весьма совершенной кристаллической структурой.

Ильменит в коре выветривания подвергся дезинтеграции и дроблению. Этот процесс сопровождался частичной лейкоксенизацией ильменита, которая усиливается по разрезу коры снизу вверх, что установлено и в других районах УЩ [6, 16]. Для апатита характерно изменение формы и размеров зерен: в верхних горизонтах элювия значительно

Таблица 2

Распределение химических элементов в коре выветривания габбро-норитов, мг/см³

Зоны коры	Объемный вес, г/см ³	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Σ
III	1,81	298,1	81,4	280,6	164,9	1,12	—	25,70	0,96	—	6,34	859,12
II	2,12	311,2	84,8	318,0	264,8	1,48	—	22,05	0,42	—	5,94	1008,69
I	2,39	379,0	72,7	327,4	298,8	0,96	—	32,98	0,96	—	1,67	1114,47
0	2,52	668,0	20,2	158,8	216,2	1,36	15,62	86,94	45,61	25,2	2,52	1240,45
K _y	—	0,45	4,03	1,77	0,76	0,82	0	0,30	0,02	0	2,52	—

Таблица 3

Баланс вещества в коре выветривания габбро-норитов

Зона коры	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg
III	$\frac{-13,1}{2,0}$	$\frac{-3,4}{16,8}$	$\frac{-37,4}{23,6}$	$\frac{-99,9}{46,2}$	$\frac{-0,36}{26,5}$	—
II	$\frac{-67,8}{10,2}$	$\frac{+12,1}{59,3}$	$\frac{-9,4}{5,9}$	$\frac{-34,0}{15,7}$	$\frac{+0,52}{38,2}$	—
I	$\frac{-289,0}{43,3}$	$\frac{+52,5}{256,0}$	$\frac{+168,6}{106,2}$	$\frac{+82,6}{38,2}$	$\frac{-0,4}{29,4}$	$\frac{-15,62}{100}$

Зона коры	Ca	Na	K	P	Суммарный вынос элементов
III	$\frac{+3,65}{4,2}$	$\frac{+0,54}{1,2}$	—	$\frac{+0,40}{15,9}$	$\frac{381,33}{30,74}$
II	$\frac{-10,93}{12,6}$	$\frac{-0,54}{1,2}$	—	$\frac{+4,27}{169,4}$	$\frac{231,76}{18,68}$
I	$\frac{-53,96}{62,1}$	$\frac{-44,65}{97,9}$	$\frac{-25,2}{100}$	$\frac{-0,85}{33,7}$	$\frac{125,98}{10,15}$

Примечание. В числителе указаны вынос (—) или накопление (+) элементов, см/см³; в знаменателе — процент от их концентрации в субстрате (зона 0).

возрастает число мелких округлых и остроугольных его обломков. На поверхности зерен апатита появляются неровности и микрокаверны, свидетельствующие о довольно заметном растворении минерала.

Наряду с обломками ильменита и апатита в каолиновой зоне наблюдаются остроугольные обломки устойчивого к выветриванию кварца, значительные содержания которого установлены в калишпатизированных разностях габбро-норитов.

На отдельных участках Новомиргородского массива встречаются коры, где существенно распространены охристые выделения железа. Охристый профиль коры является фациальным типом элювия преимущественно водораздельных склонов [14]. Для этого профиля характерно наличие инфильтрационно-метасоматических изменений, а также последующих эпигенетических преобразований, которые усложнили его строение. В зоне I в трещиноватом и дезинтегрированном габбро-норите по микротрещинам образовались прожилки и линзы сидерита. Сидериту свойственны: желто-бурый цвет ($N_m = 1,87$), ромбоэдрический облик кристаллов и совершенная спайность по ромбоэдру. Присутствие сидерита подтверждается повышенным (5,27%) содержанием в породах I зоны CO₂ (табл. 1).

Зона II (каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая) характеризуется желто-зеленоватой бурой или темно-бурой окраской, обилием стяжений и прожилков гидроокислов железа. Пустоты и каверны частично выполнены бурым железняком и халцедоном. Плотный бурый элювий местами сменяется желто-буром охристым. В этой породе отмечаются линзы, прожилки (мощность 2—3 см) и пленки вивинита — чрезвычайно мягкого мунистого тонкодисперсного агрегата ярко-синего цвета. Здесь же встречаются сферолиты и прожилки халцедона, образующего скрытокристаллические агрегаты с характерным радиально-лучистым волокнистым строением.

Зона III имеет гетит-каолинитовый состав и желто-бурую, местами ярко-красную окраску. Порода представляет собой охристую существенно каолинитовую глинистую массу, пропитанную гидроокислами железа. Она отличается высокой пористостью, а местами имеет кавернозный облик. Гидроокислы железа образуют коллоидные и криптористаллические скопления, а также жеоды, концентрически-скорлуповатые коа-

Рентгенограмма вивинанита

Обр. 82328		ASTM		Обр. 82328		ASTM	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	8,5	—	—	5	2,24	20	2,23
6	7,9	27	8,0	5	2,18	20	2,19
4	7,3	—	—	1	2,12	—	—
10	6,7	100	6,8	5	2,08	23	2,07
1	5,5	—	—	2	2,01	8	2,01
7	4,9	40	4,9	3	1,963	8	1,96
4	4,6	13	4,5	6	1,938	33	1,92
1	4,3	4	4,3	4	1,897	20	1,89
4	4,1	13	4,1	1	1,842	—	—
6	3,9	40	3,8	1	1,825	—	—
3	3,6	5	3,6	2 _ш	1,782	13	1,78
3	3,51	—	—	9	1,678	40	1,67
1	3,32	3	3,33	1	1,658	—	—
7	3,20	53	3,20	1	1,636	—	—
9	2,95	67	2,97	4	1,600	—	—
1	2,77	—	—	5	1,581	23	1,59
8	2,71	67	2,71	2	1,553	7	1,55
1	2,65	—	—	4	1,517	11	1,52
6	2,53	33	2,52	4 _p	1,496	12	1,49
6	2,44	40	2,42	2 _p	1,462	7	1,47
5	2,31	27	2,31				

Примечание. Условия съемки: изучение Fe—K α , β ; R=57,3 мм. Аналитик Р. Г. Сизова (ИМР).

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в вивинаните

Элемент	г/т	Элемент	г/т	Элемент	г/т
La	34	Tb	0,97	Co	150
Ce	46	Yb	3,1	Hf	5,0
Sm	5,5	Lu	0,44	Ta	2,4
Eu	3,1	Sc	74	Th	14

креции, извилистые прожилковые обособления, создающие плотный ячеистый каркас рыхлого обожженного элювия. В охристой породе встречаются игольчатые и вытянутые тонкопластинчатые кристаллы гетита.

В пустотах обожженных глин наблюдаются ярко-красные волнисто угасающие массы феррисиликатного геля со следами течения и усыхания коллоидов. В отдельных пустотках и трещинах отмечаются землистые агрегаты вивинанита и сферолиты халцедона.

Результаты химического анализа показали, что в процессе выветривания габбро-норитов и образования элювия произошло значительное изменение состава пород субстрата (см. табл. 1 и 2). Наиболее существенно выносились щелочи и щелочные земли, а также кремний. С помощью метода абсолютных масс [12] нами рассчитано, что из зоны I исследованной коры вынесено 126 мг/см³ вещества, или около 10% от массы субстрата. Активнее других выносились Mg, K (100%), Na (97,9%), Ca (62,1%) и кремний (43,3%).

В зоне II вынос составил 231,8 мг/см³ (или 18,7%) от первичного вещества габбро-норитов. Помимо кремния и кальция выносились также железо и алюминий. В зоне III общий вынос достиг 381 мг/см³ (или 30,7%), главным образом за счет железа (табл. 3).

Нами рассчитаны коэффициенты устойчивости K_y породообразующих элементов. K_y представляет собой отношение абсолютных содержаний элементов в 1 см³ зоны III и исходных габбро-норитов (зона 0). Вычисленные K_y показывают, что в исследованной коре выветривания наиболее подвижны калий, натрий, магний, кальций и кремний. Наименее подвижны титан, фосфор и алюминий. Ряд подвижности выглядит так (подвижность элементов убывает слева направо): K, Na, Mg > Ca, Si > Fe, Mn > Al, P, Ti. Частичное растворение апатита и ограниченный вынос железа способствовали образованию вивинанита. В особенности это касается ожеженных участков второй и третьей зон коры выветривания. Этот минерал был обнаружен нами в керне скважин 4022 и 4010, пройденных по коре выветривания рудоносных габбро-норитов.

Выделения вивинанита обычно приурочены к пустотам и трещинам, где наблюдаются в виде отдельных кристаллов, агрегатов и землистых масс. Трещины в породе ориентированы в различных направлениях, ширина их 0,3—1,5 см. Пустоты образо-

ваны в местах пересечения трещин, вероятнее всего, в результате выщелачивания; они имеют клинообразную или неправильную форму, а их размеры обычно не превышают 1 см. Сильно измененные породы верхней зоны коры выветривания зачастую содержат большое количество мельчайших прозрачных кристалликов вивианита. Иногда в каолиновой породе выше участков ожелезнения наблюдаются отдельные сфероиды вивианита беловато-серого или голубого цвета размером 1—6 мм. В зоне ожелезнения преимущественно развиты шестоватые и радиально-лучистые агрегаты вивианита, реже встречаются звездчатые агрегаты и землистые массы. Ниже зоны ожелезнения вивианит наблюдается в виде кристалликов и игольчатых образований, развитых в пустотах и вдоль трещин. Иногда можно встретить его кристаллы в виде пластинок или иголочек. Наблюдаются также зерна вивианита округлой и овальной форм. Размер отдельных кристаллов вивианита может достигать 30 мм в длину и 3 мм в поперечном сечении. Светлый вивианит имеет серо-белый цвет. С поверхности кристаллы часто покрыты пылевидными продуктами разложения. На изломе блеск вивианита сильный стеклянный, иногда перламутровый. Минерал довольно хрупкий. В слабо окрашенных кристаллах вивианита $N_q - N_p = 0,054$; $c: N_g = 28-30^\circ$; $2V \sim +80$. Окрашенные кристаллы плеохроируют от оливково-зеленого по N_g до светло-зеленовато-желтого по N_m и зеленовато-синего по N_p . Иногда заметна отдельность.

Окисленный вивианит имеет окраску от светло-зеленоватой или темно-синей до буроватой. Он образует тонкозернистые скопления, а также отдельные зерна с размерами от $0,008 \times 0,01$ до $0,05 \times 0,8$ мм. Минерал слабо плеохроирует, наблюдаются едва заметные трещинки спайности; $c: N_g \sim 15^\circ$. Встречаются почти черные выделения минерала, соответствующие, вероятнее всего, по составу керчиниту.

Рентгенограмма исследованного вивианита показала линии, практически совпадающие с линиями стандартного образца (табл. 4). Главные линии на рентгенограмме нашего образца (6,7; 3,2; 2,95; 2,71 Å) также характерны для вивианита, описанного в справочнике ASTM. Установленные в исследованном образце линии 7,3; 3,51; 2,12 Å указывают на наличие незначительной примеси каолинита, а линии 8,5 и 5,5 Å принадлежат гидратированной слюде.

В исследованном методом нейтронной активации вивианите установлен целый ряд элементов-примесей (табл. 5).

Общая сумма РЗЭ, содержащихся в вивианите (149,2 г/т), вычислена сложением установленных содержаний La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb и Lu с содержаниями Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Er и Tm, которые определялись графически после нормирования на хондритовый стандарт [17]. Состав РЗЭ в вивианите в общем повторяет состав этих же элементов в апатите габбро-анортитовой формации УШ. Величина La/Yb для вивианита составляет 11, а в апатите она колеблется от 16 до 20 [5]. Некоторое снижение цериевых РЗЭ в вивианите по сравнению с апатитом габброидов объясняется, вероятнее всего, частичным их выносом в условиях, при которых происходит каолинизация субстрата [13]. Общая сумма РЗЭ в вивианите примерно в 30 раз меньше таковой в апатите габбро-анортитового комплекса УШ.

Рассмотренная кора выветривания относится к кислому классу [15]. Разложение минералов происходило преимущественно в условиях кислой среды, что способствовало активному выносу целого ряда химических элементов. На первом этапе корообразования происходила дезинтеграция субстрата, шел интенсивный вынос щелочных (K, Na), щелочноземельных металлов (Mg, Ca) и существенный вынос кремния. На этом же этапе происходило окисление железа, однако без сколько-нибудь существенного выноса последнего. По мере формирования коры выветривания продолжался вынос всех указанных элементов. Характерно, что железо наиболее заметно выносилось на завершающем этапе формирования элювия (III зона).

Вивианит в исследованной коре выветривания, вероятнее всего, образовался в результате эпигенетических инфильтрационных процессов, протекавших в восстановительной обстановке. Как отмечалось выше, его выделения и скопления приурочены к трещинам и пустотам элювия. Возможность образования вивианита в восстановительной обстановке согласуется с экспериментальными данными [19]. Эти данные показывают, что выделение вивианита может происходить только в обстановке, где Eh составляет от $-0,1$ до $-0,5$. При положительных значениях Eh образуется штрэнгит $\text{FeSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, в составе которого содержится трехвалентное железо.

Таким образом, по времени выделения изученный вивианит является одним из наиболее поздних минералов коры выветривания Новомиргородского массива. Это совпадает с данными, приведенными в работе [18] для других типов рудных месторождений, на которых образование вивианита, как правило, связано с поздним этапом формирования пород зоны гипергенеза.

Наличие в составе вивианита двухвалентного железа, находившегося в шестерной координации, способствовало захвату РЗЭ и скандия. Значения ионных радиусов у Sc^{3+} и Tr^{3+} и довольно близки ($0,8-1,04 \text{ \AA}$), что позволяет им замещать Fe^{2+} ($0,8 \text{ \AA}$) в вивианите (ионные радиусы приведены по Г. В. Бокию, Н. В. Белову). Компенсация заряда возможна за счет частичного замещения H_2O на OH^- . Источником РЗЭ (а также Th) в основном мог быть разрушившийся апатит, который содержит около 0,3—0,4% TR. Скандий же освобождался главным образом из железомagneзиальных минералов, обычно содержащих 50—150 г/т Sc [3]. Эти редкие элементы довольно охотно входили в состав вновь образующегося вивианита. Однако существенно повышенных их концентраций в исследованном вивианите не установлено, так как значительная часть сорбируется более распространенными каолинитом ($40-50 \text{ г/т Tr}$ и 50 г/т Sc) и гидроокислами железа. Наличие в экзогенных образованиях связи скандия и РЗЭ с глинистыми минералами и железом отмечалось и ранее [4, 11, 13].

В заключение необходимо подчеркнуть, что гипергенная железифосфатная минерализация Новомиргородского массива образовалась в результате выветривания рудных габбро-норитов, характеризующихся повышенным содержанием железа и фосфора. Обнаружение легко диагностируемого (часто синего) гипергенного вивианита можно использовать для выявления глубинного коренного фосфатно-титанового оруденения в габброидах УЩ. Это означает, что вивианит представляет не только минералогический интерес, но и может быть также использован при поисковых работах.

Литература

1. Басс Ю. Б., Борисенко С. Т., Кондрачук В. Ю., Эльянов М. Д. Древние коры выветривания Украины//Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975. С. 3—35.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. С. 624—625.
3. Борисенко Л. Ф. Скандий//Геохимия редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964. С. 162—192.
4. Борисенко Л. Ф., Крупенькина Н. С. Кора выветривания рудных троктолитов и особенности распределения в ней скандия, ванадия и кобальта//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 39—47.
5. Борисенко Л. Ф., Ляпунов С. М. Новые данные о распределении РЗЭ и скандия в апатите и ильмените//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 717—721.
6. Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Бойко Д. Д., Ляпунов С. М. Об ильмените габброидов и развивающихся на них корах выветривания//Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1977. С. 109—114.
7. Бучинская Н. И. Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 135 с.
8. Данилин Е. Л., Занин Ю. Н., Вахрамеев А. М. и др. Фосфатонесные коры выветривания и фосфориты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных — щелочных пород. М.: Наука, 1982. 73 с.
9. Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. Т. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита//Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975. С. 35—80.
10. Капустин Ю. Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра, 1973. 197 с.
11. Латеритные коры выветривания КМА и их редкометалльность. М.: Недра, 1976. 151 с.
12. Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания//Литология и полез. ископаемые. 1966. № 1. С. 3—19.
13. Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах. М.: Наука, 1974. 237 с.
14. Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 48—71.
15. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
16. Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф. и др. О корах выветривания габброидов Вольны и содержащемся в них ильмените//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 2. С. 6—17.
17. Хескин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 187 с.
18. Яхонтова Л. К., Грудев А. П. Зона гипергенеза рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1978. 229 с.
19. Nriagu J. O. Stability of vivianite and ion-pair formation in the system $\text{Fe}_3(\text{PO}_4) \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ //Geochim. et cosmochim. acta. 1972. V. 36. № 4. P. 459—480.

Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
12.VI.1986.

УДК 550.461 : 523.47.

УРАНОНОСНОСТЬ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ В ПЛАСТОВЫХ УСЛОВИЯХ И В ПРОБАХ, ОТОБРАННЫХ НА АНАЛИЗ

ЛИСИЦИН А. К., КИРЕЕВ А. М., ШУЛИК Л. С.

Поровыми растворами в геологии называют водные растворы, которые извлекаются из пород путем отпрессовывания, центрифугирования или замещения жидкостями и газами [1, 8—10, 14]. Некоторые авторы [5, 11, 12, 17] поровыми растворами называют только физически связанные воды, отделяя их от свободных (гравитационных) вод. Очевидно, первое определение охватывает водные растворы во всех типах пород, а второе относится к поровым растворам глинистых и подобных им водонепроницаемых отложений. Из водопроницаемых пород с естественной влажностью обычно извлекается как свободная, гравитационно-подвижная, так и капиллярно связанная, менее

подвижная вода. Более прочно связанная вода извлекается только при применении очень больших давлений, измеряемых десятками килобар [11]. Независимость химического состава порового раствора по основным компонентам от способа извлечения его из пород является признаком вытеснения воды только из порового пространства; вода, входящая в состав минералов, при этом не затрагивается.

Разработка высокочувствительных радиографических и лазерно-люминесцентных методов определения U в растворе сделала достаточной для определения концентраций этого элемента в природных водах аликвоты, измеряемой первыми миллилитрами и менее [3, 4, 16, 18]. Стали возможными массовые определения U в растворах, извлекаемых из керна колонковых скважин, что приблизило детальность изучения гидрогеохимии урана к детальности исследований ураноносности пород, позволило проводить гидрогеохимическое опробование водоносных горизонтов без проходки и обору́дования специальных гидрогеологических скважин [14].

Материалы по ураноносности растворов, извлеченных отпрессовыванием из керна скважин, уже используются для обоснования обусловленности различий ураноносности поровых растворов первичными свойствами геохимических типов отложений. При этом пониженная ураноносность поровых растворов, извлеченных из окисленных пород, по сравнению с прилежащими сероцветными неокисленными породами послужила основанием для выдвижения поровых растворов сероцветных пород в качестве источника при формировании пластовых инфильтрационных месторождений U [1, 6, 7, 15], а также для выявления зон эпигенетического окисления пород, замаскированных последующим восстановлением [6].

Утверждаемая авторами этой серии статей повышенная ураноносность поровых растворов восстановленных сероцветных пород по сравнению с растворами окисленных желтоцветных и красноцветных пород геохимически неожиданна и противоречит имеющимся надежным данным о прекращении миграции U в подземных водах при переходе от окислительных условий к восстановительным. Трудно объяснить и то, что содержание U в поровых растворах неизмененных первично-сероцветных пород может на один-два математических порядка превышать значения, полученные при опробовании гидрогеологических скважин.

Следует отметить, что и при исследовании иловых вод морских и океанических осадков также отмечалась зависимость их ураноносности от типа осадков и прежде всего от их восстановленности [2]. Отмечалось, что средние содержания U в иловых водах в целом выше, чем в воде океана, причем в осадках различных типов ураноносность растворов прямо коррелируется с содержанием в осадках U и $C_{орг}$. Авторы отмечают наибольшую подвижность U в окисленных осадках и вместе с тем признаки его перераспределения как на контакте окисленных и восстановленных пород, так и в толще восстановленных осадков. В последнем случае предполагается связь растворенного U с органическим веществом типа фульвокислот, и поэтому ставится вопрос о необходимости специальных исследований форм его нахождения в иловых водах.

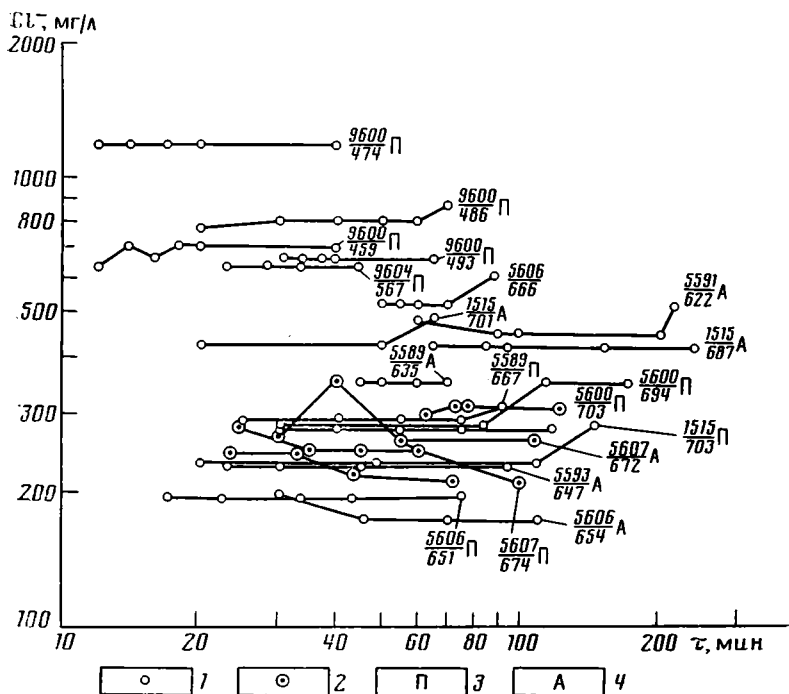
Подавляющее большинство исследователей поровых растворов считают растворы, извлеченные из керна, отвечающими составу пластовой жидкости, содержащейся в поровом пространстве пород. Более того, С. Г. Батулин и др. [1] считают, что растворы, извлеченные из керна скважин, дают более точную характеристику жидкой фазы системы вода — порода в естественном залегании, чем опробование гидрогеологических скважин. Только в работе [19] имеются сведения о влиянии условий извлечения порового раствора на результаты определений содержаний U . Специальными сопоставлениями установлено, что содержание U в растворах, извлеченных из керна глубоководных осадков на поверхности земли, понижено в среднем на 44% при одновременном уменьшении щелочности на 24% по сравнению с содержаниями этих компонентов, извлеченных *in situ*. Это уменьшение концентраций авторы объясняют выпадением из раствора карбоната кальция и соосаждением с ним U при дегазации керна.

Не менее, чем дегазация керна, на содержание U в поровом растворе может повлиять окисление пород кислородом воздуха. Известно, что в результате окисления сульфидов на воздухе в поровых растворах, извлеченных из долго хранившихся монолитов, резко возрастает сульфатность и снижается значение pH. Еще быстрее окисляется на воздухе тонкодисперсная урановая минерализация, особенно во влажном состоянии и при повышенной температуре воздуха [13]. Очевидно, это обстоятельство следует иметь в виду при интерпретации результатов анализов растворов, извлеченных из керна колонковых скважин.

При гидрогеохимическом опробовании керна, как при всяком опробовании воды на устье скважин при атмосферном давлении, неизбежно сталкиваемся с частично дегазированным раствором. Увеличение объема керна из-за его упругости в процессе подъема по стволу скважины на поверхность земли вызывает проникновение в него кислорода воздуха. Этому способствует и частичная потеря гравитационной воды после выдавливания керна из колонковой трубы.

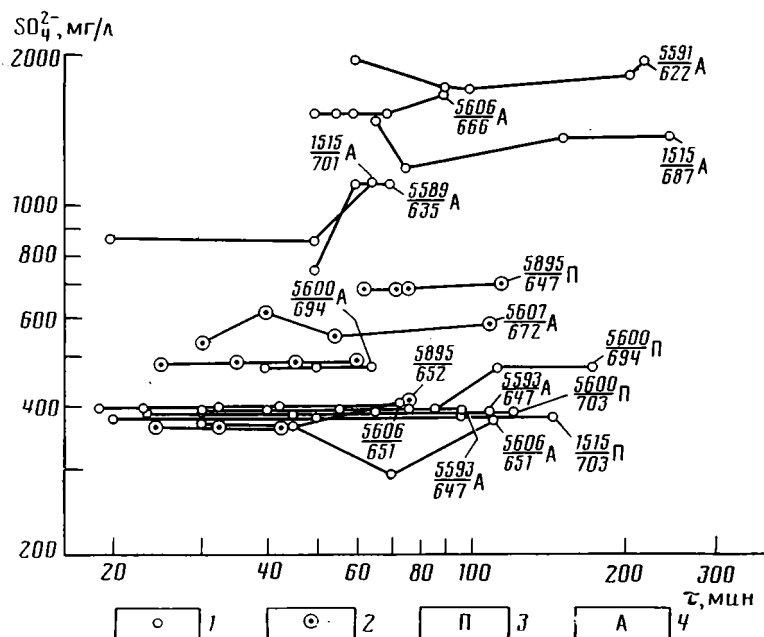
Степень влияния атмосферного кислорода на окисление U и соответствующий переход его в раствор авторы проверили путем последовательного извлечения и анализа порций порового раствора с фиксацией продолжительности времени нахождения образца на поверхности земли до момента извлечения каждой порции. Полученные зависимости содержаний хлора, сульфата и урана в поровых растворах от продолжительности пребывания образцов пород на поверхности земли приведены на фиг. 1—3.

Концентрации консервативного компонента подземных вод, каким является хлорид-ион, в процессе извлечения порового раствора не изменяются (см. фиг. 1). Концентрации сульфат-иона за время нахождения образцов на поверхности земли не более 2,5 ч также практически неизменны (см. фиг. 2). Такая картина наблюдается независимо

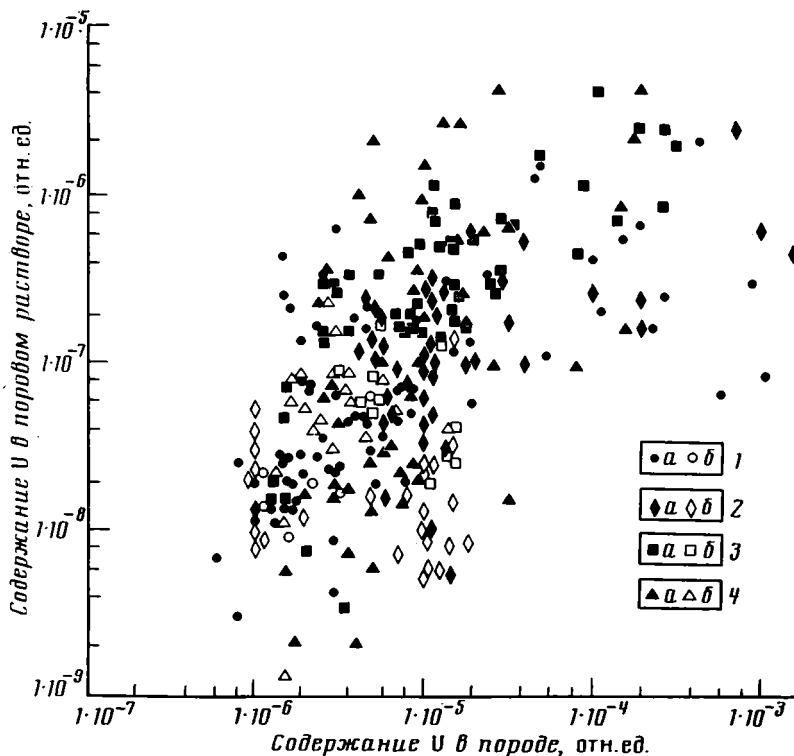


Фиг. 1. Содержания хлор-иона в последовательно извлекаемых порциях порового раствора

1—2—последовательные порции порового раствора (1—из восстановленных сероцветных пород, 2—из окисленных желтоцветных пород); 3—4—способы извлечения поровых растворов (3—отпрессовывание, 4—замещение аргонном). В числителе—номер скважины, в знаменателе—глубина отбора образцов, м; τ —время нахождения образца породы на поверхности земли



Фиг. 2. Содержания сульфат-иона в последовательных порциях извлекаемого порового раствора. Усл. обозн. см. фиг. 1



Фиг. 4. Распределение урана между породой и извлекаемым из нее поровым раствором 1—4 — пески (1 — мелководно-морские, 2 — прибрежно-морские, 3 — морские глауконитсодержащие, 4 — аллювиальные); а — восстановленные породы, б — окисленные

вых растворов в недрах. Усложнение методики изучения из-за анализа последовательных порций извлекаемого раствора с обязательной фиксацией времени пребывания образца на поверхности земли оправдано при необходимости получения информации об ураноносности раствора в недрах. Для суждения же о степени подвижности U, или, другими словами, об окислительной его выщелачиваемости из пород, можно воспользоваться и усредненными данными анализа всего объема раствора, извлеченного из образца. Данные по зависимости ураноносности поровых растворов, извлеченных из образцов, от содержания U в породах приведены на фиг. 4. Здесь видно, что в лимонитизированных породах в целом не обнаруживается заметной зависимости ураноносности поровых растворов от ураноносности пород. Можно полагать, что окислительного выщелачивания U из них почти не происходит. Для сероцветных пород в целом заметна тенденция к прямо пропорциональной зависимости ураноносности порового раствора от ураноносности пород. Эта зависимость подобна той, которая наблюдается в кратковременных водных вытяжках и, по-видимому, указывает на аналогичность состояний диффузионно-динамических равновесий в системе вода — порода как в водных вытяжках, так и в поровых растворах, извлеченных из исходно восстановленных сероцветных пород. Широкое облако распределения точек на графике, показывающее различия величин коэффициентов распределения U между раствором и породой, отражает различия свойств пород в отношении кинетики растворения урансодержащих веществ.

На приведенном графике не видно дифференциации ураноносности поровых растворов в зависимости от фациально-литологического состава осадочных пород, на которой настаивали Р. И. Гольдштейн и др. [6]. Да и по данным указанных авторов различия коэффициентов распределения U между горной породой и раствором среди генетических типов эпигенетически неизменных пород незначительны по сравнению с этими различиями между пластово-окисленными или первично-красноцветными и неокисленными породами (таблица).

В красноцветных породах, т. е. при отсутствии окислительного выщелачивания U, средний коэффициент распределения имеет максимальное значение, приближенное к 200. В пластово-окисленных породах среднее значение этого коэффициента понижено до 45—65 и указывает на возможность окислительного выщелачивания U, вероятно, из реликтов неокисленных пород. Самые низкие (19—26) средние значения коэффициентов распределения характеризуют сероцветные породы; при этом минимальные (19—20) значения характеризуют озерно-аллювиальные и подводно-дельтовые отложения, в которых U, по-видимому, химически наиболее активен в окислительно-восстановительном отношении. Несколько повышенное (до 26) значение этого коэффициента в мелководно-морских отложениях отражает, вероятно, присутствие в них несколько бо-

**Распределение урана между горной породой и поровым раствором (отн. ед.),
вычисленное по данным, приведенным в работе [15]**

Генетические типы отложений	Породы		
	эпигенетически неокис- ленные безрудные	пластово-окисленные	красноцветные
Озерно-аллювиаль- ные	$\frac{5,8 \cdot 10^{-6} (475)}{3,1 \cdot 10^{-7} (35)} = 19$	$\frac{2,7 \cdot 10^{-6} (544)}{4,7 \cdot 10^{-8} (56)} = 57$	$\frac{2,2 \cdot 10^{-6} (310)}{1,2 \cdot 10^{-8} (39)} = 182$
Подводно-дельто- вые	$\frac{5,9 \cdot 10^{-6} (137)}{2,9 \cdot 10^{-7} (25)} = 20$	$\frac{2,6 \cdot 10^{-6} (66)}{—}$	—
Мелководно-мор- ские	$\frac{2,3 \cdot 10^{-6} (46)}{8,7 \cdot 10^{-8} (10)} = 26$	$\frac{1,8 \cdot 10^{-6} (74)}{4,0 \cdot 10^{-8} (20)} = 15$	—

Примечание. В числителе—содержание U в породе, в знаменателе—в поровом растворе, в скобках — число проб.

лее консервативного ураноносного вещества по сравнению с отложениями, приближенными к континентальным. Легкая окислительная выщелачиваемость U из исходно сероцветных пород служит дополнительным аргументом в пользу участия пород самих рудоносных горизонтов в качестве источника U при формировании оруденения на окончательных зонах пластового окисления.

Таким образом, повышение ураноносности поровых растворов в восстановленных сероцветных породах по сравнению с окисленными красноцветными является не следствием повышенных содержаний U в пластовых водах, а результатом окислительного выщелачивания его из пород после частичной аэрации образцов керна за промежуток времени от подъема бурового снаряда на поверхность до герметизации образцов перед извлечением поровых растворов.

Из приведенного анализа изменений химического состава поровых растворов в процессе их извлечения следуют важные в методическом отношении выводы и рекомендации.

1. Усредненный состав всего объема порового раствора характеризует состав исходного порового раствора лишь для тех компонентов, содержания которых в процессе его извлечения изменяются в пределах суммарной аналитической погрешности, т. е. остаются практически постоянными. Компоненты, содержания которых в поровом растворе изменяются в процессе его извлечения, не могут характеризовать их исходное содержание по одной усредненной пробе.

2. Для определения исходной концентрации в поровом растворе компонента, содержания которого изменяются в процессе извлечения раствора, следует отбирать на анализ несколько последовательных порций с обязательной фиксацией продолжительности пребывания образца на поверхности земли к моменту отбора каждой порции раствора. Исходная концентрация такого компонента в поровом растворе определяется в результате экстраполяции зависимости его содержания в растворе от продолжительности нахождения образца на поверхности земли на момент начала аэрации образца.

Литература

1. Батулин С. Г., Гольдштейн Р. И., Калинин В. И. и др. Химический состав и ураноносность поровых растворов в водопроницаемых породах осадочного чехла//*Геохимия*. 1984. № 8. С. 1171—1180.
2. Батулин Г. Н., Коченов А. В. Уран в иловых водах морских и океанических осадков//*Геохимия*. 1973. № 10. С. 1529—1536.
3. Берзина И. Г., Попенко Д. П., Шимелевич Ю. С. Об определении микроколичеств урана в нефтях по следам от осколков деления//*Геохимия*. 1969. № 8. С. 1024—1027.
4. Берзина И. Г., Батулин С. Г., Гусев Э. В. и др. Определение микроколичеств урана в природных растворах//*Геохимия*. 1984. № 2. С. 262—268.
5. Богомолов Г. В., Кудельский А. В., Матвеева Л. И. Поровые растворы (определение и разновидности)//*Докл. АН БССР*. 1971. Т. X. № 4. С. 333—335.
6. Гольдштейн Р. И., Дмитриков А. В., Натальченко Б. И. и др. Использование данных по ураноносности поровых растворов для диагностики эпигенетических (окислительных) процессов//*Изв. вузов. Геология и разведка*. 1985. № 6. С. 61—66.
7. Калинин В. И., Батулин С. Г., Гольдштейн Р. И. и др. Опыт использования состава поровых растворов в комплексе литолого-геохимических исследований//*Изв. вузов. Геология и разведка*. 1982. № 10. С. 99—105.
8. Комарова Н. А. Вытеснение почвенных растворов методом замещения жидкостями и использование метода в почвенных исследованиях//*Тр. Почвенного ин-та АН СССР*. 1956. Вып. 51. С. 5—97.
9. Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов//*Современные методы исследования физико-химических свойств почв*. Вып. 2. Т. 4. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1947. С. 3—15.
10. Крюков П. А., Номикос Л. И., Семенов Д. И. Методы исследования поровых растворов//*Поровые растворы и методы их изучения*. Минск: Наука и техника, 1968. С. 117—126.

11. *Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 219 с.
12. *Кудельский А. В.* Проблема поровых растворов в геологии. Минск: Наука и техника, 1973. С. 6—13.
13. *Лисицин А. К.* Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. 284 с.
14. *Лисицин А. К., Киреев А. М., Солодов И. Н., Токарев Н. И.* Использование керна скважин для детального изучения состава и свойств подземных водных растворов//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 74—87.
15. *Натальченко Б. И., Калинин В. И., Гольдштейн Р. И.* Региональные рудоконтролирующие зоны пластового окисления//Разведка и охрана недр. 1984. № 2. С. 21—24.
16. *Соколов А. К., Соколов М. М., Титов В. К.* Определение микроколичеств урана по люминесценции, возбужденной лазерным излучением//Журн. аналит. химии. 1982. Т. 37. № 8. С. 1466—1468.
17. *Удодов П. А., Коробейников Е. С., Назаров А. Д. и др.* Геохимические особенности поровых растворов горных пород. М.: Недра, 1983. 240 с.
18. *Флеров Г. Н., Берзина И. Г.* Радиография минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 224 с.
19. *Toole J., Thomson J., Wilson T. P. S., Baxter M. S.* A sampling artefact affecting the uranium content of deep sea porewaters obtained from cores//Nature. 1984. V. 308. № 5956. P. 263—266.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Поступила в редакцию
12.XI.1986

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 29.07.87	Подписано к печати 14.09.87	Т-18614	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,2 тыс.	Уч.-изд. л. 15,0
		Тираж 1030 экз.	Бум. л. 4,5
		Зак. 4245	

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В издательстве «Наука»

готовятся к печати:

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНОГО САЯНА. 17 л. 2 р. 60 к.

В монографии приводятся новые данные по стратиграфии, формационному анализу, петрологии, геохимии и метаморфизму геологических образований юго-востока Восточного Саяна. Ряд особенностей региона позволяет обосновать широкое распространение на изученной площади покровных структур и пересмотреть часть представлений о его геологической структуре и характере эволюции.

Книга рассчитана на стратиграфов, литологов, тектонистов, петрологов и геохимиков.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ПРЕДКАВКАЗЬЯ. (СТРОЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ). 8 л. 1 р. 20 к.

В монографии впервые на основе большого фактического материала выделены изохронные границы комплексов и проведена корреляция разnofациальных толщ западных, центральных и восточных районов, предложена стратиграфическая схема расчленения нижней толщи юры Западного Предкавказья. Раскрыты зоны стратиграфического выклинивания и литологического замещения, что чрезвычайно важно при поисках залежей нефти в ловушках неантиклинального типа.

Издание предназначено для литологов, стратиграфов, тектонистов, геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.