

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1986

СОДЕРЖАНИЕ

Интенсифицировать литолого-геохимические исследования	3
Бойко Т. Ф., Бутузова Г. Ю., Баум Л. И. К вопросу о роли вулканических компонентов, сорбированных пирокластикой, в питании океанов растворенным материалом	5
Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. К вопросу о происхождении красных глубоко-водных глин океана	12
Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 2	22
Петрова Н. Н., Ерошевская Р. И. О находке продуктов латеритного выветривания в нижнедевонских отложениях западного склона Северного Урала	34
Борисенко Л. Ф., Чудинов В. И. О распределении Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe в коре выветривания рудных габбро-норитов Володарск-Волынского массива	41
Цибульчик В. М., Солотчина Э. П., Шипицын Ю. Г. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в коре выветривания Заангарского щелочного массива (Енисейский край)	49
Соколова Е. А., Шаранов А. И. К геохимии олигоценых отложений района Мангышлакского марганцевого месторождения	59
Гунченко Е. И. Динамические типы среднепалеозойского аллювия Алтае-Саянской складчатой области	78
Симанович И. М., Дриц В. А., Дайняк Л. Г. Сметиты и изотропные фазы в базальтах Северного Тимана	86
Успенский В. А., Коченов А. В., Халдей А. Е. Углистое вещество на гидротермальном месторождении урана	104
Шуменко С. И., Фролова Л. М., Нестерова Л. Л., Дёменко Д. П. К познанию генезиса силицитов (на примере изучения кремневых конкреций Причерноморья и других районов)	111

Краткие сообщения

Яржемский Я. Я. К происхождению риннеита из нижнекембрийских соляных отложений Канско-Тасеевской впадины Восточной Сибири	125
Холмовой Г. В. Об эпигенетических текстурах в аллювиальных четвертичных песках	127
Кореньевский С. М., Шамахов В. А. О калиенасыщенности верхнефаменской субформации Припятской впадины	131

Методика

Штеренберг Л. Е., Кузьмина О. В., Лапутина И. П., Цепин А. И. О находке самородного алюминия в ассоциации с ZnO и ZnCl ₂ среди осадков ст. 647 (Северо-восток Тихого океана)	137
---	-----

Критика

Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Рецензия на книгу «Растворенные газы подземной гидросферы Земли»	141
---	-----

CONTENTS

Intensification of lithologo-geochemical investigations	3
<i>Boyko T. F., Butuzova G. Yu., Baum L. I.</i> On the role of volcanic components, absorbed by pyroclastics, in the feeding of oceans with dissolved substance	5
<i>Logvinenko N. V., Orlova L. V.</i> On the problem of oceanic red ooze genesis	12
<i>Likht F. R., Derkachev A. N., Markov Yu. D., Utkin I. V.</i> Lithologo-facial types of sedimentogenesis in the Sea of Japan. Communication 2	22
<i>Petrova N. N., Eroshevskaya R. I.</i> Finds of lateritization products in the lower Devonian deposits of North Urals western slope	34
<i>Borisenko L. F., Chudinov V. I.</i> Sc, Ta, Hf, Zr, Co and Fe distribution in the weathering crust of ore gabbro-norites in the Volodarsk-Volyn massif	41
<i>Tsybulchik V. M., Solotchina E. P., Shipitsin Yu. G.</i> Niobium, tantalum, zirconium, hafnium in the weathering crust of the Zaangar alkaline massif (the Enisei range)	49
<i>Sokolova E. A., Sharapov A. I.</i> On geochemistry of Oligocene formations in the Mangyshlak manganese deposits area	59
<i>Gunchenko E. I.</i> Dynamic types of Mid-Palaeozoic alluvium in the Altai-Sayan fold belt	78
<i>Simanovich I. M., Drits V. A., Dainyak L. G.</i> Smectites and isotope phases in North Timan basalts	86
<i>Uspensky V. A., Kochenov A. V., Khaldey A. E.</i> Carbonaceous substance in hydrothermal uranium deposits	104
<i>Shumenko S. I., Frolova L. M., Nesterova L. L., Demenko D. P.</i> On genesis of silicites (exemplified by the study of siliceous nodules in the Black Sea and other regions)	111

Brief communications

<i>Yarzhemsky Ya. Ya.</i> On rinneite origin in lower Cambrian saline deposits of the Kansk-Taseev depression (East Siberia)	125
<i>Kholmovoy G. V.</i> On epigenetic structures in Quaternary alluvial sand	127
<i>Korenevsky S. M., Shamakhov V. A.</i> On potassium saturation of upper Famennian subformation in the Pripyat' depression	131

Methodology

<i>Shterenberg L. E., Kuz'mina O. V., Laputina I. P., Tsepin A. I.</i> On the finding of native aluminium associated with ZnO and ZnCl ₂ among sediments, site 647 (North-East Pacific)	137
--	-----

Reviews

<i>Timofeev P. P., Shcherbakov A. V.</i> Critique review of the book «Dissolved gases of the Earth underground hydrosphere»	141
---	-----



ИНТЕНСИФИЦИРОВАТЬ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наша страна готовится к важнейшему событию восьмидесятых годов двадцатого столетия — XXVII съезду КПСС.

Общезвестно, что 11 июня 1985 г. было проведено созданное ЦК КПСС широкое совещание для обсуждения проблемы «Ускорение научно-технического прогресса — требование жизни». 26 октября 1985 года опубликован проект Программы Коммунистической партии Советского Союза, а 9 ноября 1985 года — проект Основных направлений экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года.

В этих важнейших партийных документах, также как и во всех недавних выступлениях Генерального секретаря ЦК КПСС тов. М. С. Горбачева красной нитью проводится мысль о необходимости ускорения научно-технического прогресса. С одной стороны, речь идет о скорейшем техническом перевооружении основных отраслей промышленности, в том числе о замене устаревших машин машинами новых поколений, а с другой — о резкой интенсификации научных исследований, эффективности научного поиска, усилении импульсов творческой мысли, рождении новых крупных и плодотворных научных идей.

Обсуждая конкретные пути ускорения научно-технического прогресса, партия считает целесообразным повысить роль Академии наук СССР как координатора научно-исследовательских работ в стране, усилить ее ответственность за создание теоретических основ принципиально новых видов техники и технологии, придать приоритетное значение развитию *фундаментальной* науки, предопределяющей выход общественного производства на качественно более высокий уровень, усилить техническую направленность в работе академических институтов, поднять роль отраслевых и республиканских академий.

Главная задача, поставленная перед советской геологией в проекте основных направлений экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года, заключается в том, чтобы *комплексно исследовать строение и эволюцию земной коры, биосферы, Мирового океана и атмосферы, а также космического пространства.*

«ЦК КПСС и Советское правительство — говорил тов. М. С. Горбачев в докладе от 11 июня 1985 г., — рассчитывают, что ученые страны, вся научно-техническая интеллигенция, близко к сердцу воспримут те задачи, которые выдвигает партия, не пожалеют сил для ускорения научно-технического прогресса».

Не вызывает сомнения, что советские литологи, также как и весь наш народ активно откликнутся на этот призыв; интересы отдельных ученых у нас давно уже слились с интересами советского общества, а они-то и требуют коренного улучшения качества и интенсификации научно-исследовательских работ.

Главным организационным и координирующим центром литолого-геохимических исследований в нашей стране является, как известно, Межведомственный литологический комитет (председатель чл.-корр. АН СССР, проф. П. П. Тимофеев). Он объединяет и координирует деятельность различных научно-исследовательских организаций АН СССР и академий союзных республик, а также Мингео СССР, Министерств

угольной, нефтяной и газовой промышленности СССР, Министерства высшего и среднего образования СССР, а также соответствующих министерств союзных республик.

Созданный в 1954 году Межведомственный литологический комитет (ранее Комиссия по осадочным породам при ОНЗ АН СССР) принимал активное участие в организации 27-й сессии Международного геологического конгресса в Москве (1984), а за 20 лет своего существования организовал 12 Всесоюзных совещаний, ряд пленумов и более трех десятков различных всесоюзных семинаров и совещаний; под его эгидой в издательстве «Наука» был издан ряд крупных сборников и монографий.

Разработанное Межведомственным литологическим комитетом основное направление развития советской литологии на XII пятилетку можно сформулировать следующим образом: комплексное и детальное изучение вещественного состава и закономерностей размещения современных осадков морей и океанов, а также древних осадочных и вулканогенно-осадочных пород и руд литосферы для воссоздания их генезиса; разработка глобальной теории типов осадочного и вулканогенно-осадочного процессов и их эволюции в истории Земли; построение генетических моделей формирования осадочных, вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных полезных ископаемых как основы интенсификации их поисков, прогнозирования и разработки.

Следует подчеркнуть, что, как всякая другая фундаментальная геологическая наука, литология в своем развитии опирается на историко-геологический и сравнительно-литологический методы, и особенно полно использует системный подход. Обычно литологические исследования охватывают разные уровни познания осадков или осадочных пород — от атома (геохимия) и минерала (геоминералогия) и вплоть до бассейна седиментации или породообразования (палеогеография).

Нужно отметить, что в последние годы в области методологии нашей науки наметились определенные сдвиги: на смену чисто эмпирическому, описательному направлению пришел детальный, комплексный генетический подход, ставший во главу угла не простой сбор фактического материала, а всестороннее рассмотрение генезиса различных осадочных образований — минералов, пород, руд, фаций, формаций. При этом особенно большое внимание современная литология стала уделять крупным геологическим объектам, таким как бассейны седиментации и бассейны породообразования. Именно эти геологически цельные объекты позволяют синтезировать достижения ряда смежных наук — стратиграфии, тектоники, литологии, геохимии, гидрогеологии и гидрохимии, энергетики и физико-химии, т. е. организовать по-настоящему комплексные, всесторонние исследования, максимально приближающие естествоиспытателей к научно обоснованному объяснению природных явлений. Другая особенность намеченной генеральной линии развития литолого-геохимических исследований заключается в ее практической направленности.

Общеизвестно, что с осадочными толщами связаны самые различные полезные ископаемые. Среди них в первую очередь выделяются месторождения энергетического сырья, включающие нефть, газ, уголь и радиоактивные элементы. Можно надеяться, что теоретические разработки, направленные на познание условий формирования месторождений нефти и газа, например, в районах Прикаспийской впадины, в Западной и Восточной Сибири, помогут интенсифицировать поисково-разведочные работы в этих регионах.

Большое практическое значение имеют осадочные железорудные и марганцеворудные месторождения, бокситы, фосфориты, стратиформные залежи цветных металлов, россыпные месторождения алмазов, касситерита, титана и редких элементов, разнообразные залежи неметаллических полезных ископаемых (бентониты, трепелы, опоки и др.). Генетические модели их формирования, тесно увязанные с общегеологическими данными, позволят продвинуть вперед их поиски и эксплуатацию и тем самым существенно расширить и укрепить сырьевую базу страны.

УДК 552.313 : 551.35

**К ВОПРОСУ О РОЛИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ,
СОРБИРОВАННЫХ ПИРОКЛАСТИКОЙ, В ПИТАНИИ ОКЕАНОВ
РАСТВОРЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ**

БОЙКО Т. Ф., БУТУЗОВА Г. Ю., БАУМ Л. И.

Экспериментально показано, что при промывании пирокластического материала дистиллированной водой, имитирующей атмосферные осадки, в раствор переходят незначительные количества ряда элементов (Fe, Al, Mn, Cu, Zn, Ni, Co), сорбированные пепловыми частицами в процессе вулканических извержений. Расчеты свидетельствуют о весьма скромной роли начального этапа выветривания пеплов в питании океанов изучавшимися элементами, выражающейся в десятых долях (Cu, Zn, Ni, Co) или первых процентах (Fe, Al, Mn) от их годового растворенного речного стока.

Известно, что в образовании океанских осадков принимает участие материал, имеющий различное происхождение. Весьма существенную роль в питании океанов и формировании литолого-геохимического облика осадков играет вулканическая деятельность, поставляющая в океаны разнообразные по форме и составу вещества (лавы, пеплы, газы, гидротермы). Для понимания механизма распределения химических элементов в современных океанских осадках важно количественно оценить роль разных источников в общем балансе питания ими океанов.

Содержание пирокластического материала в морских и океанских осадках методически учитывается более или менее просто (просмотр шлифов, выделение фракций и т. д.). В ряде работ [5, 6, 8, 11, 15, 17] оценивается влияние пирокластики на геохимию океанских отложений. В качестве критерия наличия в илах эксгальтативно-гидротермальных компонентов предложен ряд геохимических коэффициентов. Так, например, Н. М. Страхов [13, 14] широко использует величину железо-марганцево-титанового модуля $(Fe + Mn)/Ti$.

Значительно сложнее оценить качественно и тем более количественно роль газообразных продуктов вулканической деятельности в поставке материала в океаны. Предполагается, что общее количество летучих компонентов, выделяющихся при извержениях, составляет 3% от веса выброшенного пеплового материала массой 2—3 млрд. т/год [6, 8]. Известно, что часть летучих продуктов, прежде всего сера и галоиды (Cl, F), а также целый ряд таких элементов, как Mn, B, As, Sb, Cu, Zn, Fe и др., сорбируются горячими пеплами [2, 7, 9]. При контакте пеплового материала с водой сорбированные анионы переходят в раствор, понижают pH вод, увеличивают их агрессивность и способствуют не только удалению с поверхности сорбированного комплекса, но и разложению самого пеплового материала. В результате в раствор переводится какая-то доля общей массы пеплов, которая может участвовать в питании океанов растворенным материалом.

Процесс начального выветривания пеплов изучены пока в общих чертах. Так, например, недостаточно известен состав сорбированных компонентов пирокластического материала, а также их количество, переходящее в раствор, и динамика этого перехода [9, 14]. Для решения подобных задач по инициативе акад. Н. М. Страхова была поставлена соответствующая экспериментальная работа, результаты которой обсуждаются в настоящей статье.

При постановке эксперимента авторы не ставили перед собой задачи моделирования процессов поверхностного выветривания пеплового материала с подведением геохимического баланса. Основной целью работы

Химический состав пеплов, отобранных для эксперимента

Компо- нент	Номер проб					Компо- нент	Номер проб				
	14	15	16	17	18		14	15	16	17	18
SiO ₂	55,40	61,33	54,61	49,62	61,96	Na ₂ O	4,14	4,10	4,46	3,01	4,25
TiO ₂	0,80	0,64	0,85	1,02	0,88	K ₂ O	0,84	1,51	0,72	1,86	1,68
Al ₂ O ₃	18,37	16,25	17,62	17,74	15,46	H ₂ O ⁻	Нет	0,08	Нет	0,19	0,36
Fe ₂ O ₃	3,17	3,31	2,78	5,90	3,17	H ₂ O ⁺	0,30	0,46	0,44	Нет	0,66
FeO	3,37	2,25	3,40	5,45	2,40	Cu	35	36	49	160	59
CaO	8,52	6,23	8,97	10,70	5,77	Zn	60	56	38	49	47
MgO	4,74	3,59	5,41	4,57	2,21	Ni	51	26	53	14	<10
MnO	0,21	0,16	0,21	0,31	0,18	Co	28	11	20	27	15

Примечание. Пеплы вулканов: 14, 15 — Шивелуч, 16 — Агунг, 17 — Алаид, 18 — Карымский. Содержание Ca, Zn, Ni и Co приведено в г/т, остальных компонентов — в %.

было воспроизведение условий начального этапа промывки пеплов атмосферными водами, когда удаляются сорбированные вулканические продукты, и изучение на этом этапе поведения Fe, Mn, Al, Cu, Zn, Ni и Co. Предполагалось получить данные, которые, даже учитывая неравнозначность экспериментальных и природных условий, все же можно использовать для ориентировочной оценки роли начального этапа выветривания пеплов в питании океанов указанными выше элементами.

Объекты исследования. В качестве исходного материала были взяты пеплы вулканов Курило-Камчатской зоны (Шивелуч, Карымский, Алаид) и Индонезии (Агунг). Они имеют андезитодацитовый и андезитобазальтовый состав, что близко к среднему химическому составу пирокластического материала, генерируемого наземным вулканизмом [3, 4].

Пробы этих пеплов были отобраны в период извержения вулканов и законсервированы. До начала эксперимента проводили литолого-минералогическое изучение пеплов и определяли их химический состав. Для экспериментальной работы было выбрано пять проб пеплового материала разного гранулометрического и химического состава (табл. 1).

Пепел вулкана Шивелуч (извержения 1964 г.) был представлен двумя пробами. Проба 14 гранулометрически представляет собой среднезернистый песок светло-серого цвета, легкая фракция которого (уд. вес <2,89) состоит из идиоморфных кристаллов плагиоклазов и частиц стекловатой массы с включениями микролитов плагиоклазов, пироксенов и роговых обманок. В тяжелой фракции (уд. вес >2,89) преобладают кристаллы роговых обманок.

Проба 15, отобранная из «палящих туч», сложена более тонким материалом (алевропелит) желтовато-серого цвета. Он состоит из обломков стекловатой массы с микролитами плагиоклазов и темноцветных минералов, а также частиц чистого бесцветного вулканического стекла с показателем преломления, равным 1,495—1,497.

Пепел вулкана Агунг (проба 16) извержения 1962 г. близок по гранулометрическому и вещественному составу пеплу вулкана Шивелуч (проба 14).

Заметно отличается по цвету и составу пепел вулкана Алаид (проба 17) извержения 1972 г., отобранный примерно в 1 км от кратера. Он состоит из зерен песчано-алевритовой размерности темно-серого почти черного цвета. Среди них преобладают пористые шлаковидные частицы вулканического стекла, обладающие сильными магнитными свойствами. Встречаются также кристаллы плагиоклазов и пироксенов.

Пепел вулкана Карымский (проба 18) извержения 1972 г. светло-желтый, мелкозернистый (алевропелит), состоит в основном из мелких обломков вулканического стекла с примесью кристаллов плагиоклаза и с редкими более крупными кристаллами моноклинных и ромбических пироксенов.

В табл. 1 приведен химический состав описанных выше проб. Наиболее кислыми, близкими к андезитодациту, являются пеплы вулканов Ка-

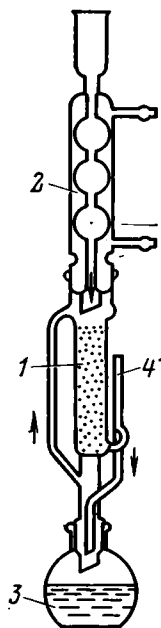
рымский (проба 18) и Шивелуч (проба 15). Они же сложены гранулометрически наиболее тонким материалом (алевропелитом). Пробы 14 и 16 относятся к группе андезитобазальтовых пеплов. Их частички имеют песчаную размерность. Самым основным (базальтовым) является пепел вулкана Алаид (проба 17). Пепловый материал этой пробы имеет песчано-алевритовую размерность, промежуточную между размерностью пеплов предыдущих двух групп.

Методика эксперимента. При выборе экспериментальной техники авторы руководствовались данными работы Ж. Педро [10] по исследованию процессов поверхностного химического выветривания.

Аппаратура представляла собой обычный экстрактор «Сокслет» с расположенной под ним колбой-приемником (фигура). Всего было смонтировано пять таких установок. Перед началом эксперимента в главный цилиндр прибора 1 было помещено по 300 г каждого образца, а в колбу-приемник 3 залито по 500 мл дистиллированной воды. Колбу подогревали, пары охлаждались в обратном холодильнике 2, конденсировались. Вода — конденсат, имитирующая атмосферные осадки, поступала в главный цилиндр, фильтровалась через пепловый материал, постепенно накапливаясь в нижней части цилиндра. Достигнув верхнего уровня бокового сифона 4, вся вода перетекала в колбу-приемник. Затем цикл (испарение, конденсация, фильтрация, накопление воды) повторялся.

Температура воды в главных цилиндрах, где происходило взаимодействие «вода — порода», поддерживалась в пределах 35—40° С. Продолжительность каждого этапа эксперимента составляла 20—30 сут, за этот период вода колбы-приемника успевала многократно совершить полный круговорот, а общий объем профильтрованной воды достигал 20 л. После окончания каждого этапа фильтрат из колбы-приемника сливался и поступал на анализ, а в колбу помещалась новая порция дистиллированной воды и эксперимент продолжался. Для прослеживания динамики перехода в раствор анионов, сорбированных пепловыми частичками, в фильтратах производились замеры pH и выборочно осуществлялись контрольные определения содержания Cl^- и SO_4^{2-} по традиционной методике химического анализа. После этого в раствор вводилось 2 см³ 1 н. раствора HCl для предотвращения сорбции элементов на стенках посуды, в которой консервировался фильтрат до его поступления на анализ. Возможность выщелачивания элементов из материалов экспериментальной установки и посуды оценивалась с помощью холостых опытов, показавших, что для изучавшихся элементов такое выщелачивание или не ощутимо, или весьма мало, и только для Al необходимо вносить поправку в результаты эксперимента.

В отобранных фильтратах методом атомной абсорбции определялось содержание Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co, Zn. Содержание Fe, Mn, Zn определялось на приборе СФПА-4 в пламени «ацетилен — воздух», а Al в пламени «ацетилен — закись азота». Предел чувствительности определения Fe составляет 0,5 мкг/мл, Zn и Mn — 0,1, Al — 1,0 мкг/мл, относительная погрешность измерений — 3—5% [12]. Так как содержания Co, Ni, Cu в пробах были, как правило, очень низки, для увеличения чувствительности определения проводилось предварительное концентрирование этих элементов из большей части объема проб путем экстракции с гексаметилендитиокарбаминатом гексаметиленаммония (ГМДТК-ГМА) в бутилацетоне. После экстракции замеры осуществлялись на приборе Перкин — Элмер (модель 503) в пламени «ацетилен — воздух». Предел чувствительности определения Cu, Ni, Co достигал 0,0001 мкг/мл, относительная погрешность определений — 5—10% [16].



Содержание элементов в водных фильтратах, мг/л

Номер проб	Петрографический тип	Гранулометрия	pH	Fe	Mn	Al	Cu	Ni	Co	Zn
14к-1	Андезитобазальт	Песок	6,6	2,65	0,3	6,0	0,140	0,030	0,021	0,1
2			7,4	0,75	<0,1	1,5	0,021	0,005	0,002	<0,1
3			8,9	<0,30	<0,1	<1,0	0,020	0,005	0,002	<0,1
15к-1	Андезитодацит	Алевропелит	5,5	4,25	0,2	14,5	0,620	0,020	0,026	0,2
2			7,1	2,35	<0,1	6,5	0,044	0,011	<0,001	<0,1
3			9,4	2,75	<0,1	10,0	0,020	0,010	0,001	<0,1
4			9,35	2,10	<0,1	9,0	He опр.	He опр.	He опр.	<0,1
5			9,5	1,40	<0,1	3,0	0,020	0,001	<0,0001	<0,1
16к-1	Андезитобазальт	Песок	7,6	16,00	1,57	27,0	0,25	0,032	0,027	0,18
2			8,1	4,60	0,10	14,5	0,10	0,026	0,022	0,15
3			8,1	2,35	<0,10	9,0	0,02	0,003	<0,001	<0,10
17-1	Базальт	Песчано-алевролит	5,8	0,75	0,4	8,0	0,150	0,038	0,012	0,30
2			7,8	<0,30	<0,1	2,0	0,035	0,002	<0,0001	<0,1
3			8,5	<0,30	<0,1	3,5	0,030	0,002	<0,0001	<0,1
18к-1	Андезитодацит	Алевропелит	3,4	41,0	3,2	23,0	0,45	0,014	0,015	0,35
2			6,3	<0,30	<0,1	<1,0	0,01	0,005	0,0005	<0,10
3			8,0	0,35	<0,1	<1,0	He опр.	He опр.	He опр.	<0,1
4			8,2	0,30	<0,1	<1,0	0,01	0,0001	0,0001	<0,1

Результаты эксперимента. Просмотр под микроскопом пеплов, извлеченных из сокслетов после проведения эксперимента, показал, что пепловые частицы не изменили своего первоначального облика.

Вместе с тем результаты проведенных аналитических работ, представленные в табл. 2, показывают, что в раствор переходят заметные количества различных элементов. Максимальные количества Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co и Zn обнаружены в первой порции фильтратов всех исследовавшихся образцов. Далее содержание определявшихся элементов резко уменьшается. Уже во втором или третьем сливе исчезают или обнаруживаются лишь в следовых количествах Mn и Zn. Применение высокочувствительного аналитического метода позволило определить содержание Cu, Ni, Co почти во всех пробах фильтратов. Однако и эти элементы обнаруживаются во втором и последующих сливах, как правило, в следовых количествах.

Динамике перехода элементов в раствор в целом соответствует изменение pH фильтратов (см. табл. 2). Первая порция фильтратов характеризуется относительно повышенной кислотностью (pH 3,4—7,6). Но уже экстракты второго слива имеют реакцию, близкую к нейтральной, как правило, с величиной pH, которая несколько выше 7 (исключение составляет проба 18к-2 с pH 6,3). В последующих порциях фильтратов щелочность быстро нарастает и pH достигает величины 9,5 (проба 15-5).

Повышенная кислотность первых порций растворов хорошо коррелирует с обнаруженными в них с помощью контрольных анализов содержаниями ионов SO_4^{2-} и Cl^- , вымываемыми из пеплов дистиллированной водой. По мере удаления сорбированных анионов pH фильтратов повышается, становится нейтральным, а затем приобретает щелочной характер, по-видимому, за счет Na и K, переходящих в раствор уже из самого вещества пепловых частиц.

Хотя в общих чертах изменение кислотности фильтратов и содержание в них ионов SO_4^{2-} и Cl^- соответствуют динамике перехода в раствор элементов, имеющиеся исключения (проба 16к-1 и 18к-2, см. табл. 2) позволяют предполагать, что не только этими факторами определяется степень выщелачивания пепловых частиц. Так, из пеплов пробы 16к первыми порциями растворов, имеющими слабощелочную, близкую к нейтральной, реакцию (pH 7,6—8,1), достаточно интенсивно экстрагируются Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co и Zn. В то же время весьма низкие содержания перечисленных выше элементов обнаружены во втором сливе фильтратов в опыте с пробой 18к, который, тем не менее, характеризу-

ется кислой реакцией (рН 6,3). Эти факты, по-видимому, свидетельствуют о том, что значительное количество элементов может находиться в пеплах в сорбированной, слабосвязанной с веществом пепловых частиц форме, для перехода которой в раствор не требуется обязательно кислая среда, создаваемая поглощенным анионным комплексом. В то же время если роль такой формы нахождения катионов в пеплах невелика, то даже кислотные условия выщелачивания, аналогичные экспериментальным, могут не обеспечить перехода их в раствор в заметных количествах вследствие разложения вещества самих пепловых частиц (проба 18к-2). Полученные данные не позволяют судить о том, какая часть общего количества изучавшихся элементов, поступающего в первые порции фильтратов, относится к сорбированной их форме, а какая часть извлекается из материала самих пеплов. Но, несомненно, что переход элементов в жидкую фазу интенсифицируется анионной частью газовой вулканической массы, которая была выброшена в процессе извержения и сорбирована пеплом.

Проанализировав данные табл. 2, следует отметить, что на примере пяти образцов вулканических пеплов не удалось обнаружить закономерного влияния на интенсивность перехода элементов в раствор петрографического типа пеплов, их гранулометрии, общего содержания в них изучавшихся элементов (см. табл. 1, 2). Необходимо, однако, сказать, что и различия по этим параметрам у пеплов не столь велики. Вероятно, этот процесс контролируется в основном конкретными условиями вулканических взрывов (температура, давление, состав и концентрация газов и т. д.), которые и определяют количество и состав сорбированных пеплами компонентов и как следствие интенсивность перехода элементов в фильтраты.

Влияние поглощенного комплекса при выщелачивании пеплов прослеживается по сути дела лишь до второго или третьего слива, что фиксируется изменением рН растворов до нейтральной или щелочной реакции и уменьшением содержания SO_4^{2-} и Cl^- в фильтратах до следов. Присутствие в некоторых случаях заметных количеств Fe, Al и Cu, Ni, Co, Zn в последующих порциях растворов связано, вероятно, в основном с обычным процессом выветривания пеплового материала.

Таким образом, фильтрация первых 20—40 л дистиллированной воды через 300-граммовую навеску пирокластического материала в течение 25—50 дней переводит в раствор прежде всего сорбированные компоненты и, возможно, дополнительно некоторое количество изучавшихся элементов из самих пепловых частиц. Это количество растворенного материала, генерируемого на начальном этапе выветривания пеплов, которое может поступать в бассейны осадконакопления, и характеризует роль продуктов вулканизма, сорбированных пеплом, в общем балансе питания океана. Какова же эта роль в приложении к изучавшимся элементам?

Обсуждение результатов эксперимента. Прежде всего необходимо отметить, что ограниченное число проб пеплов, участвовавших в эксперименте, и неадекватность условий эксперимента и реальных природных процессов позволяют делать, естественно, лишь ориентировочные выводы.

Из данных табл. 3 видно, что изучавшиеся элементы переходят в раствор в количествах, находящихся в пределах от тысячных долей миллиграмма до десятков миллиграммов. По отношению к массе пепла средние их количества составляют тысячные и миллионные доли процента, а по отношению к содержанию в пеплах каждого элемента — сотые и десятые доли процента. Следует отметить близость цифр, характеризующих переход элемента в раствор от его общего количества в пеплах, для таких пар, как Fe—Al, Cu—Zn, Ni—Co.

Примем (по максимальной оценке), что общая масса пирокластического материала, генерируемая вулканами, равна $3 \cdot 10^9$ т/год [6]. Если допустить, что вся эта масса взаимодействует с водой и интенсивность этого процесса близка к той, которая наблюдалась при эксперименте,

Таблица 3

Количество элементов, перешедшее в раствор из навески 300 г на начальной стадии выщелачивания пеплов дистиллированной водой, мг

Номер пробы	Число сливов	Fe	Al	Mn	Cu	Ni	Co	Zn
14к	1	1,3	3,0	0,15	0,07	0,015	0,010	0,05
15	1	2,1	7,2	0,10	0,31	0,010	0,013	0,10
16к	2	10,3	21,0	0,83	0,17	0,030	0,025	0,165
17	1	0,37	4,0	0,20	0,07	0,019	0,006	0,15
18к	2	20,5	11,5	1,60	0,23	0,007	0,0087	0,17
Среднее по пяти пробам		7,0	9,3	0,57	0,17	0,016	0,013	0,13
Процент от массы пепла		$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Процент от количества элемента в пепле		0,045	0,034	0,12	0,85	0,18	0,21	0,86

Таблица 4

Соотношение количеств элементов в растворенном речном стоке и выщелачивающихся из пеплов на начальном этапе их выветривания

Объект	Fe	Al	Mn	Cu	Ni	Co	Zn
Растворенный речной сток, т [1]	$1,6 \cdot 10^8$	$2,0 \cdot 10^8$	$0,4 \cdot 10^8$	$0,28 \cdot 10^8$	$0,1 \cdot 10^8$	$0,012 \cdot 10^8$	$0,81 \cdot 10^8$
Выветривавшиеся пеплы, т	$7,0 \cdot 10^4$	$9,3 \cdot 10^4$	$0,6 \cdot 10^4$	$0,17 \cdot 10^4$	$0,016 \cdot 10^4$	$0,012 \cdot 10^4$	$0,12 \cdot 10^4$
Пеплы, процент от растворенного речного стока	4,5	4,6	1,5	0,6	0,16	1,0	0,15

получим, что за год в раствор может перейти от сотен (Co, Ni) до десятков тысяч (Fe, Al) тонн изучавшихся элементов (табл. 4). Однако это допущение — сознательное упрощение реальных природных условий. Во-первых, значительное количество пеплового материала поступает непосредственно в океан, минуя континент, и не подвергается выщелачиванию атмосферными водами, т. е. попадает в среду, резко отличную от дистиллированной воды, которая употреблялась в эксперименте. Во-вторых, необходимо учитывать, что в природной континентальной обстановке значительная (если не большая) часть выщелачиваемых из пеплов веществ неизбежно перейдет в осадок в результате изменения физико-химических параметров растворов и сможет лишь в лучшем случае пассивно мигрировать в океан в составе речных взвесей. Собственно, это и наблюдалось во время экспериментальной работы. На дне сосудов, где находились проанализированные пробы первых порций фильтров, после длительного стояния появился коллоидный осадок. Анализ этого осадка показал, что он состоит в основном из гидроокислов Si, Al, Fe, содержащих примесь и других (Cu, Zn, Ni, Co) изучавшихся элементов.

В целом же представляется, что итоговые цифры, характеризующие возможный вклад начального этапа выветривания пирокластического материала в снабжение океана изучавшимися элементами в растворенной форме (см. табл. 4), скорее завышены, чем занижены. Но даже если бы они оказались заниженными в несколько раз, оценка роли начального этапа выветривания пеплов в питании океана растворенным материалом, как весьма скромной, не претерпела бы серьезных изменений. Так, сравнение итоговых цифр с таким эталоном, как количество изучавшихся элементов, поступающее в океан с годовым растворенным речным стоком (см. табл. 4), показывает, что возможный вклад пеплов в снабжение океана растворенным материалом весьма незначителен. Он со-

ставляет десятые доли процента или первые проценты от годового растворенного речного стока изучавшихся элементов.

Начальный этап выщелачивания пепловых толщ сопровождается, конечно, переходом в раствор не только изучавшихся элементов. Одновременно с ними воды выщелачивают и многие другие, в том числе редкие элементы. Учитывая экспериментальные данные по изучавшимся элементам, можно обоснованно предполагать, что среди компонентов, переходящих в раствор, редкие элементы занимают незаметное место, связанное в основном с их незначительной распространенностью в природе. Общее же количество растворенных солей, поступающих из пирокластического материала на начальном этапе его выветривания, по оценке Н. М. Страхова [15], находится на уровне 1% от его массы.

Литература

1. Гордеев В. В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
2. Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
3. Дуничев В. М. Вулканизм Большой Курильской дуги. М.: Недра, 1983. 117 с.
4. Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.
5. Лисицын А. П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 437 с.
6. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации, литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 391 с.
7. Луцкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М.: Наука, 1971. 480 с., 389 с.
8. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 255 с.
9. Миклишанский А. З., Яковлев Ю. В., Меняйлова И. А. и др. О геохимической роли поступления химических элементов с летучей компонентой активного вулканизма.— Геохимия, 1979, № 11, с. 1652—1661.
10. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 252 с.
11. Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. Автореф. канд. дис. Владивосток, Геологический ин-т ДВНЦ АН СССР, 1972.
12. Славин В. Атомно-абсорбционная спектроскопия. Л.: Химия, 1971. 290 с.
13. Страхов Н. М. Об эксгаляции на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 20—38.
14. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
15. Страхов Н. М. Геохимия современного седиментогенеза.— В кн.: Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979, с. 9—238.
16. Цалев Д. Л., Алимарин И. П., Нейман С. И. Применение ГМДТК-ГМА для экстракционного атомно-абсорбционного анализа. Сообщение 2.— Журн. аналит. химии, 1972, т. 27, № 6, с. 1226—1228.
17. Neeb G. A. Composition and distribution of Samples.— In: Snesslins expedition in the eastern part of the Wetherlands East Indies, 1929—1930. Geol. results, Sect. 1. Utrecht, 1942.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
2.IV.1984

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва

УДК 551.353

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРАСНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГЛИН ОКЕАНА

ЛОГВИНЕНКО Н. В., ОРЛОВА Л. В.

Обсуждены гипотезы происхождения красных глубоководных глин океана. На примере Тихого океана рассмотрены гранулометрия, минералогия и химический состав глин. Показано, что они образовались из атмосферной пыли и андезитовой пирокластике. Накопление глин происходило путем осаждения «частицы за частицей» и пеллетовым транспортом.

Красные глубоководные глины покрывают 35% поверхности дна в Тихом и около 25% — в Атлантическом и Индийском океанах. В Северном Ледовитом океане они неизвестны. Основная масса железомарганцевых конкреций сосредоточена в области развития красной глины [6].

Дж. Меррей и А. Ренард [23] предполагали, что красные глины образовались в результате выветривания пирокластического материала. Эта точка зрения поддержана Р. Ривеллом [24]. Поскольку пирокластический материал поступает главным образом благодаря разному его ветром, эта гипотеза в какой-то мере является и эоловой. Таким образом, с момента изучения красных глин их происхождение связывается с эоловыми процессами и диагенезом (гальмиролизом).

Эоловая гипотеза образования красной глины была выдвинута Е. Гольдбергом и Г. Аррениусом [20] и поддержана Р. Рексом [25, 26] на основании изучения глин северной части Тихого океана. Красные глины образовались благодаря накоплению атмосферной пыли, приносимой из пустынных областей Азии высокими струйными течениями воздуха. Одним из фактов, подтверждающих это, является наличие в красной глине эолового кварца (более 10÷20% на широте около 30° с. ш.). Эоловый генезис кварца доказан определением изотопного состава кислорода [25].

Обстоятельная сводка данных по эоловому разному материала приведена в работе А. П. Лисицына [7].

Иную точку зрения о генезисе красной глины развивают А. Г. Косовская и В. Д. Шутов [3, 4]. Согласно их представлениям, образование красных глин происходит в результате разложения толеитовых базальтов дна океана и базальтовой пирокластике. Вероятно, таким образом могли образоваться красные глины, залегающие на базальтах или в областях накопления базальтовой пирокластике. Однако эта гипотеза сталкивается с большими трудностями при объяснении генезиса современных и неогеновых красных глин с преобладанием андезитовой пирокластике в поверхностных горизонтах донных осадков, которые отделены от подстилающих их базальтов ложа океана мощными толщами карбонатных и кремнистых пород. Как установлено в результате глубоководного бурения, такие случаи весьма многочисленны. В качестве примера назовем скв. 199, 464, 38 и 45 DSDP в Тихом океане, где поверхностные горизонты красной глины отделены от базальтов ложа океана мощными толщами карбонатных и кремнистых осадков. Подобные примеры нередки и в других океанах.

А. П. Лисицын [6] считает, что красные глины, залегающие обычно ниже уровня карбонатной компенсации, но среди полей карбонатных осадков, представляют собой что-то подобное terra rossa — нерастворимому осадку карбонатных илов. Цеолитные же красные глины образуются в условиях более медленной седиментации и заметного обогащения осадков пирокластикой.

Вероятно, красная глина таким способом может образоваться в отдельных случаях, но огромные поля ее вряд ли могли возникнуть таким путем.

Близкое представление сложилось у В. Т. Фролова [17], относящего красную глину к химическому элювию.

Наиболее распространенные в нашей стране [13, 16 и др.] и за рубежом [18] представления о генезисе красной глины сводятся к следующему. Различают два типа красной глины: 1) терригенная, обычно полиминеральная (гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, каолинит и др.), образованная из частиц, снесенных с суши; 2) цеолитная с преобладанием монтмориллонита (аутигенно-диагенетическая), образованная в результате превращения пирокластики в монтмориллонит и цеолиты в процессе диагенеза.

Скорость накопления красной глины составляет приблизительно 1 мм/1000 лет, причем она наименьшая в аридных зонах океанов, где собственно и расположены наибольшие по размерам поля [6]. О механизме накопления красной глины имеется сравнительно мало данных. Существующие до настоящего времени представления предполагают осаждение «частицы за частицей». Однако преобладание в составе глины частиц с $d < 0,005$ мм вызывает некоторое сомнение в возможности такого механизма, так как осаждение тонких глинистых частиц на дно океана, на глубины 4000–6000 м, растягивается на десятки и сотни лет. Частицы с $d < 0,001$ мм, по данным А. П. Лисицына [1], оседают за 700 лет. Эти сомнения привели к иному объяснению механизма осаждения осадочного вещества, и в том числе красных глубоководных глин. А. П. Лисицын [1] на основании работ биологов обратил внимание литологов и геохимиков на важность явления биофильтрации и пеллетового транспорта.

Зоопланктон (копеподы, кладоцера, коловратки и др.) улавливает частицы взвеси, содержащие необходимое им для питания ОВ, фильтруя через себя воду, и выбрасывает фекальные комочки — пеллеты, которые имеют более крупные (до 300 мкм и более) размеры. Фильтраторы вместе с органическими остатками и ОВ захватывают и минеральные частицы. Если скорость осаждения частиц с $d < 0,001$ мм составляет всего 2–3 см/сут, то средняя скорость осаждения пеллет достигает 160 м/сут. Масштабы этого явления огромны. Верхний 500-метровый слой воды, в котором обитает зоопланктон, профильтровывается за 18 сут (20 раз в год).

Механизм биофильтрации и пеллетового транспорта хорошо объясняет, как на больших глубинах океана (4000–5000 м) могут накапливаться фораминиферовые, кокколитовые и диатомовые осадки, время полного растворения раковин и панцирей которых составляет соответственно 260, 699 и 658 сут, а время осаждения на глубину 5000 м — десятки лет. Изучение осадков в седиментационных ловушках, устанавливаемых на разных глубинах океана, подтверждает огромную роль пеллетового транспорта [1]. Однако обнаружить пеллеты в глубоководных осадках трудно, так как оболочки пеллет и сами пеллеты разрушаются (микробиологический распад и выедание глубоководным планктоном), не достигая дна или на дне. Вероятно, поэтому среди современных осадков и древних осадочных толщ пеллетовые (копрогенные) отложения встречаются главным образом на шельфе, в заливах и лагунах, на банках и отмелях и преимущественно в карбонатных осадках (пеллетовые илы, копрогенные известняки и т. п.).

Если роль пеллетового транспорта является определяющей для глубоководных фораминиферовых, кокколитовых и диатомовых илов, то механизм образования красной глины значительно сложнее. Рассмотрим его более подробно на примере красных глин Тихого океана.

Гранулометрический состав глин. Для суждения о способе накопления красных глин большое значение имеет ее гранулометрический состав (табл. 1).

Таблица 1

Гранулометрический состав красных глин Тихого океана, % [16]

Фракция, мм	Северо-восточная котловина (глубины 3850÷5780 м)			Северо-западная котловина (глубины 4910÷6177 м)		
	число образцов	пределы колебаний	среднее	число образцов	пределы колебаний	среднее
>0,01	50	Следы — 30,4	18,1	28	0,4÷21,3	28,0
0,01÷0,005	16	4,2÷26,9	10,5	2	8,7÷10,2	9,4
0,005÷0,001	16	19,7÷70,0	40,3	2	31,6÷37,1	34,3
<0,001	16	11,2÷45,2	33,4	2	27,6÷29,0	28,2

Фракция, мм	Центральная котловина (глубины 5120÷6008 м)			Меланезийская котловина (глубины 4916÷6135 м)		
	число образцов	пределы колебаний	среднее	число образцов	пределы колебаний	среднее
>0,01	9	0,2÷32,5	28,0	3	Следы — 35,9	24,3
0,01÷0,005	8	1,8÷22,7	12,1	2	9,5÷16,5	13,0
0,005÷0,001	8	9,3÷53,5	32,4	2	27,3÷28,5	27,9
<0,001	8	11,9÷43,4	28,4	2	28,8÷31,4	30,1

Таблица 2

Гранулометрический состав красных глин Тихого океана в полосе 17÷23° с. ш. [9]

Номер станции	Координаты (глубина, м)	Горизонты, см	Фракции, мм			
			>0,01	0,01÷0,005	0,005÷0,001	<0,001
611	17° с. ш.,	0÷25	16,5	16,2	37,0	30,3
	171°31' в. д.	70÷80	22,7	9,9	36,5	36,5
	(4190)	116÷126	30,0	12,6	30,1	30,1
619	20°10' с. ш.,	30÷40	20,7	17,9	35,5	25,9
	165°41' з. д.	140÷200	16,0	12,9	42,1	29,0
	(4955)	460÷470	6,7	11,1	47,0	35,1
643	18°59' с. ш.,	0÷10	29,3	9,8	34,4	26,5
	146°59' з. д.	210÷220	6,5	5,5	44,5	43,5
	(5350)	385÷398	18,4	12,1	31,9	37,3

Нами изучены красные глины Трансокеанского профиля в полосе между 17 и 23° с. ш., от 170° в. д. до 120° з. д. (рейс НИС «Дмитрий Менделеев», 1973), а также в районе между разломами Кларин и Клиппертон.

В первом районе поверхностные (плейстоценовые) горизонты глин мощностью 50÷120 см (ст. 611—643) имеют примерно такой же гранулометрический состав. Нижние горизонты (миоцен-олигоценные) отличаются от верхних увеличением содержания глинистых частиц (табл. 2).

Во втором районе, между разломами Кларин и Клиппертон, гранулометрический состав красных глин поверхностного горизонта несколько более тонкий: содержание фракции 0,005÷0,001 мм составляет 34,5÷48,7%, фракции <0,001 мм — 23,9÷35,8%.

Минеральный состав красных глин. Красные глины полиминеральны. В северной части Тихого океана преобладают гидрослюдь (гидрослюдь 60÷80%, хлорит 20÷30, монтмориллонит 10÷20, каолинит >10%), в южной (юго-западной) части океана преобладает монтмориллонит (монтмориллонит 40÷60%, хлорит 10÷30, гидрослюдь 20÷40, каолинит >30%). В алевроитовой фракции присутствуют вулканическое стекло, цеолиты, кварц, полевые шпаты, железомарганцевые

микроконкреции, органические остатки и космический материал. Эти обобщенные данные относятся к поверхностному горизонту красных глин [16].

В полосе $17 \div 23^\circ$ с. ш. в поверхностном горизонте красных глин преобладают гидрослюды. В алевритовой фракции присутствуют вулканическое стекло с показателем преломления менее 1,540, полевые шпаты (главным образом андезин), зеленая роговая обманка, кварц, слюды, железомарганцевые микроконкреции, барит, филлипсит, органические остатки и космический материал. В Пригавайском районе встречены также основные плагиоклазы, оливин, диопсид, стекло основного состава, рудные минералы.

По данным, приведенным в работах [25, 27], красные глины северной части океана содержат до 20% кварца эолового генезиса. В ряде станций Трансокеанского профиля (ст. 613— 19° с. ш., 175° з. д. и др.) в поверхностном ($0 \div 25$ см) горизонте глин обнаружены пыльца и споры ольхи, березы, сосны и папоротников [9].

Минеральный состав более глубоких горизонтов глин (миоцен-олигоценых по кокколитах) иной [8]. Они характеризуются преобладанием монтмориллонита (до 70% во фракции $<0,001$ мм) и филлипсита (до 25% в алевритовой фракции). Монтмориллонит поверхностных горизонтов глин диоктаэдрический с базальными рефlekсами $1,4 \div 1,5$ нм в естественных образцах и 1,7 нм в образцах, насыщенных этиленгликолем (параметр $b=0,900 \div 0,915$ нм). Монтмориллонит более глубоких горизонтов имеет несколько иные рефlekсы ($1,3 \div 1,4$ и $1,75 \div 1,8$ нм).

По данным А. Я. Крылова и др. [5], абсолютный возраст поверхностных горизонтов красных глин Трансокеанского профиля (ст. 612—649) составляет $135 \div 155$ млн. лет, что свидетельствует о преобладании терригенного материала, принесенного с континентов. Абсолютный возраст глин более глубоких горизонтов (ст. 612, 613, 645), равный 45 млн. лет, показывает подчиненное значение терригенного материала и преобладание аутигенных образований. Абсолютный возраст глин южной части Тихого океана (поверхностные горизонты), составляющий $30 \div 80$ млн. лет, вероятно, связан с обнажением на поверхности дна более древних глин, богатых аутигенными минералами [5].

Красные глины района между разломами Кларион и Клиппертон (четвертичные в поверхностных горизонтах) состоят из тех же глинистых минералов с преобладанием гидрослюд. Состав алевритовой фракции близок к таковому в полосе $17 \div 23^\circ$ с. ш. И только в одном случае на глубине более 1 м обнаружены цеолитные глины (верхний миоцен?). Глины этого района отличаются наличием комковатости. Комки размером от долей миллиметра до 1 мм состоят из агрегатов глинистых минералов, слабодупреломляющих с точками высокодупреломляющих минералов (карбонаты?). Природа комковатости неясна. Возможно, она связана с действием электролитов воды на глинистые коллоиды, или частицы связаны ОВ или же другими веществами.

На полигоне ст. 1936 (9° с. ш., 146° з. д.) и полигоне IV (10° с. ш., 153° з. д.) цеолитные красные глины, обнажающиеся на поверхности дна, имеют миоцен-олигоценый возраст и в их составе преобладают аутигенные железистые смектиты (до 70%) и смешанослойные фазы (до 80%) [14, 15] (табл. 3).

Такие же соотношения установлены по кернам скважин глубоководного бурения. Так, в скв. 38 ($38^\circ 42'$ с. ш., $140^\circ 21'$ з. д.), 51-1 и 52 поверхностные горизонты красных глин имеют четвертичный возраст, не содержат цеолитов, среди глинистых минералов преобладают гидрослюды. Ниже залегают цеолитные красные глины более древнего возраста. В то же время в скв. 199, 164, 46, 45 и др. поверхностные горизонты представлены цеолитными красными глинами миоцен-олигоценого возраста (табл. 4).

Химический состав глин. К настоящему времени имеются данные сотен валовых химических анализов красных глин. Приведем только некоторые из них (табл. 5).

Минеральный состав красных глин

Номер станции или скважины	Координаты	Глубина, м (горизонт, см)	Фракция <0,001 мм				
			гидрослюда	хлорит	монтмориллонит	каолинит	смешанно-слоистые фазы
Ст. 612	17°51' с. ш., 177°38' в. д.	4470 (0÷20)	65	20	15	—	—
»	»	(70÷110)	35	15	45*	—	5
Ст. 613	19°57' с. ш.	4960 (15÷20)	65	20	15	—	—
»	»	(315÷320)	25	15	65*	—	10
Ст. 645	18°02' с. ш., 135°35' з. д.	5280 (0÷60)	50	20	25	—	5
»	»	(310÷320)	20	10	65*	—	10
Район между разломами Кларион — Клиппертон		4900÷5100 (0÷30)	40÷60	30÷35	10÷30	5÷7	—
Полигон ст. 1936 [15]	9°55' с. ш., 146°27' з. д.	5130 (15÷220)	24÷40	5÷15	70÷90*	—	—
Полигон IV, ст. 5996 [14]	10°58' с. ш., 153°23' в. д.	4965 (10÷130)	—	—	25*	—	75
Скв. 45 [21]	24°46' с. ш., 178°31' з. д.	5508 (0÷820)	15 (до 80%)	Следы аморфной	60÷100* фазы)	—	—
Скв. 51 [21]	33°18' с. ш., 153°24' в. д.	5981 (2200)	40	10	30	—	20÷35 (аморфная фаза)
Скв. 52 [21]	27°46' с. ш., 147°07' в. д.	5774 (0÷900)	27÷40	9÷12	55÷65*	—	—

* Преобладает аутигенный монтмориллонит, на полигоне ст. 1936 — железистый монтмориллонит.

** Зона *Sphenolithus distentus* стандартной шкалы Мартини — средний или низ верхнего олигоцена —

К сожалению, в приведенных химических анализах глин нет четкой дифференциации по возрасту. Большинство образцов взято с поверхности дна дночерпателем или грунтовой трубкой, а, как было показано выше, на дне встречаются как четвертичные, так и более древние глины.

Однако и этот материал дает основание судить о генезисе глин. Так, например, А. П. Лисицын [16] относит Al к элементам — индикаторам терригенного материала. Высокое содержание алюминия наблюдается также в андезитовой пирокластике, следовательно, он является индикатором и терригенного, и пирокластического материала. Глины, как правило, отличаются высоким содержанием Al_2O_3 . Анализируя данные табл. 5, нельзя не заметить большое сходство химического состава глин и андезитовой пирокластики как по абсолютным значениям, так и по соотношению компонентов. Титановый модуль Al_2O_3/TiO_2 в андезитах и андезитовой пирокластике равен 24 и 20 соответственно, а в красных глинах он колеблется от 20 до 24. Кремневый модуль SiO_2/Al_2O_3 андезитов составляет 3,4, андезитовой пирокластики — 3,3, в красных глинах колеблется от 3,3 до 4,1. Образование монтмориллонитовых глин по андезитовым пеплам в морских мезо- и кайнозойских отложениях СССР описывалось неоднократно [2, 12]. Кремневый модуль у глины из Гумбри равен 3,6.

На основании этого было высказано предположение об образовании красных глин путем изменения в диагенезе андезитовой пирокластики [10].

Механизм накопления красной глины. Гранулометрический и минеральный состав глин дает основание утверждать, что круп-

северной части Тихого океана, %

Алевритовая фракция >0,005 мм		Возраст
филлипсит	прочие компоненты	
Следы	Стекло (5÷7%), андезин, зеленая роговая обманка, кварц, слюда, барит, Fe—Мп-микроконкреции, кокколиты, радиолярии, диатомеи, кости позвоночных	Четвертичный
12	Стекло 1—2%, кварц, полевые шпаты, слюды, барит, глинистые агрегаты, кокколиты	Миоцен**-олигоценовый
—	То же	Четвертичный
18	»	Миоцен-олигоценовый
2	»	Четвертичный
19	»	Миоцен-олигоценовый
1÷3	Стекло до 10%, наблюдается палагонит	Четвертичный
15÷20	Fe—Мп-микроконкреции, кости позвоночных, глинисто-цеолитные агрегаты, биогенные кремнистые остатки	Миоценовый
81	То же	»
До 60	Кварц, полевые шпаты, слюды, окислы и гидроокислы железа (до 80% аморфной фазы)	Олигоценовый
—	Аморфная фаза 20%, слюда 30, каолинит 5, кварц 10÷30, плагиоклаз 5÷10, хлорит 10%	Четвертичный
15	То же	Миоценовый

ст. 612 и 613. На ст. 645 предполагаются красные глины олигоцена.

ные частицы ($d > 0,01$ мм) осаждались «частица за частицей». Скорость осаждения частиц размером 0,01—0,02 мм, рассчитанная по формуле Стокса, составляет 24÷30 м/сут, следовательно, они достигнут глубины 5000 м за 150÷200 сут. Частицы промежуточного (0,01÷0,001 мм) размера осаждались таким же способом и частично пеллетовым транспортом. И только частицы диаметром менее 0,001 мм осаждались пеллетовым транспортом.

Влияние аутигенного минералообразования было двояким. С одной стороны, оно приводило к увеличению количества частиц размером 0,01÷0,001 мм и более крупных (образование цеолитов, барита, железомарганцевых микроконкреций), с другой — тонкодисперсных частиц диаметром менее 0,001 мм (образование смектитов, палыгорскитов и других минералов). Таким образом, аутигенез мало меняет общую картину granulometрии глин. Последнее в полной мере применимо для четвертичных глин, в которых процессы аутигенеза находятся в зачаточном состоянии. Что же касается миоцен-олигоценовых глин, то основная масса тонкодисперсной части образовалась в процессе диагенеза.

Для оценки значения пеллетового транспорта полезно рассмотреть области распространения красных глин и плотность заселения океанских вод зоопланктоном. Ареалы распространения красных глин показаны на фиг. 1, а плотность зоопланктона — на фиг. 2. Сравнение этих карт показывает, что с основными ареалами развития красных глин, как правило, совпадают области наименьшей (менее 25 мг/м³) плотности зоопланктона. Только у берегов континентов и в высоких широтах (севернее 50° с. ш. и южнее 50÷55° ю. ш.) и в приэкваториальной зоне

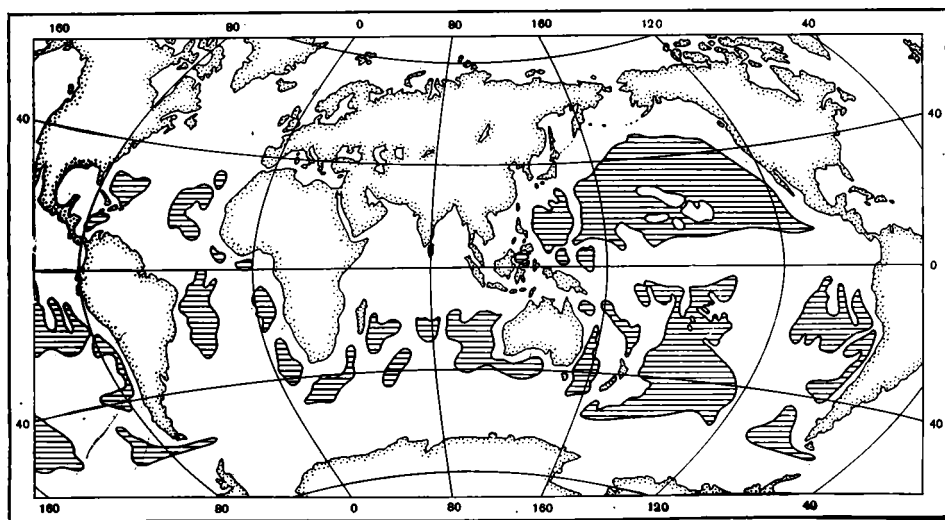
Возраст красных глин, обнажающихся на поверхности дна Тихого океана [21]

Номер скважины	Координаты	Тип осадка (глубина от поверхности дна, м)	Возраст
37	40°58' с. ш., 140°43' з. д.	Красные глины (0÷5)	Плейстоцен
51-1	33°28' с. ш., 153°24' в. д.	Красные глины (0÷40) Цеолитные глины (40÷132)	» Палеоген — мел
52	27°43' с. ш., 147°07' в. д.	Красные глины (0÷9)	Плейстоцен — миоцен
164	13°12' с. ш., 161°30' з. д.	Цеолитные красные глины (0÷79)	Миоцен — эоцен
199	13°12' с. ш., 156°10' з. д.	То же (0÷67)	Нижний плиоцен — миоцен
40	19°47' с. ш., 139°54' з. д.	»	Миоцен — эоцен
45	24°15' с. ш., 178°30' з. д.	» (0÷8)	Олигоцен
46	27°53' с. ш., 171°26' в. д.	» (0÷10)	»

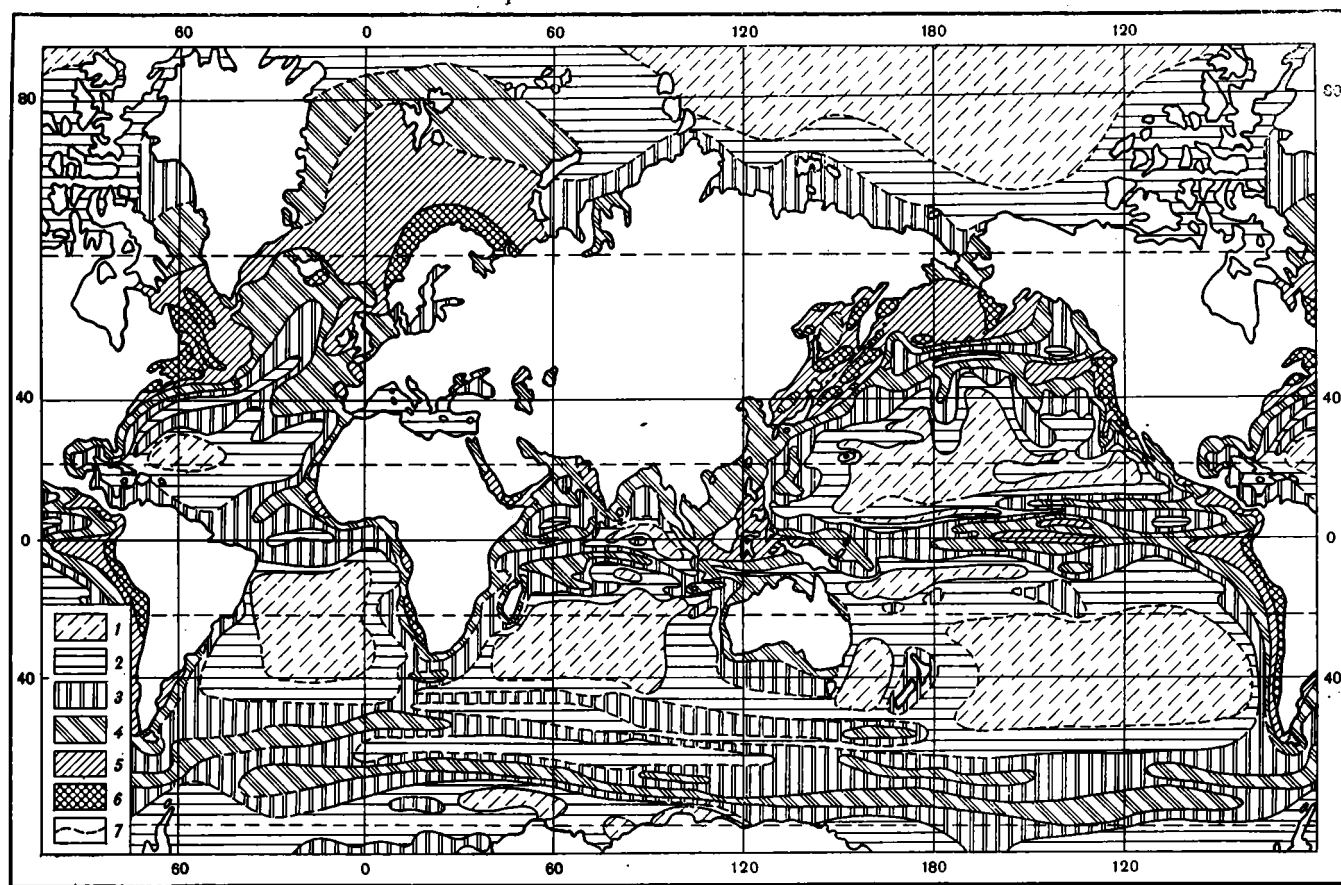
наблюдаются повышенные и высокие плотности зоопланктона; следовательно, пеллетовый транспорт может проявляться достаточно интенсивно.

В северной части Тихого океана интенсивное проявление пеллевого транспорта, вероятно, имеет место на северной окраине поля развития красной глины и на большей части приэкваториальной полосы.

Выше была описана комковатость красных глин района между разломами Кларион и Клиппертон. Возможно, комки представляют собой реликты пеллет, в которых терригенные частицы скреплены хитиновыми и другими оболочками, состоящими из ОВ, или же с отсутствием оболочек, но наличием коллоидальных ОВ или других веществ, скрепляющих частицы. Это предположение требует проверки.



Фиг. 1. Ареалы распространения красной глубоководной глины (заштрихованные участки)



Фиг. 2. Плотность зоопланктона в водах Мирового океана, мг/м^3 (по В. Г. Богорову, 1974)
 1 — <25 ; 2 — $25 \div 50$; 3 — $50 \div 100$; 4 — $100 \div 200$; 5 — $2000 \div 500$; 6 — >500 ; 7 — предполагаемые границы

Химический состав красных глин Тихого океана, %

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Возраст
1	55,00	0,62	14,50	6,50	0,08	0,33	3,45	1,27	4,37	2,75	11,0	Q
2	52,14	0,64	15,63	7,94	0,07	0,78	3,38	2,21	4,43	3,19	8,87	Миоцен
3	51,66	0,55	12,58	6,90		0,86	3,92	1,98	3,50	2,54	14,35	»
4	54,90	0,78	16,60	7,70		0,56	3,40	0,70	1,30	2,70	—	Q и более древние
5	56,50	0,64	15,60	8,20		3,40	3,40	0,86	1,70	2,50	—	То же
6	57,61	0,83	17,16	4,45		0,16	3,41	6,78	3,25	1,24	0,79	Q
7	50,78	0,26	14,15	5,77	0,28	—	3,51	1,96	0,54	0,65	16,86	K ₂

Примечание. 1 — район между разломами Кларин и Клиппертон (среднее из 5 анализов); 2 — там же, цеолитная глина миоцена (?); 3 — полигон ст. 1936 [14]; 4 — среднее для глин Тихого океана [19], 5 — среднее из 300 анализов глин Тихого океана [22], 6 — пеплы и стекла Камчатки и Курильских островов [11]; 7 — монтмориллонитовая глина Грузии (гумбрин мелового возраста) [12].

* * *

Четвертичные красные глины Тихого океана образовались в результате поступления эоловой пыли, в том числе и пирокластического материала, поставляемого главным образом вулканами андезитовой линии. В переносе атмосферной пыли играют роль как струйные течения, так и приземные (приводные) ветры. Небольшое количество вещества (глинистых частиц) могло принноситься течениями.

Осаждение материала происходило «частица за частицей» и частично пеллетовым транспортом. В приэкваториальной зоне и высоких широтах значение пеллетового транспорта было на порядок выше: осаждение осуществлялось в значительной мере пеллетовым транспортом и частично «частица за частицей».

Некоторое значение имел аутигенез — образование смектитов путем синтеза из коллоидов, начальное преобразование пирокластики в смектиты и цеолиты, а также образование окислов и гидроокислов железа и марганца и некоторых других аутигенных минералов.

Миоцен-олигоценые красные глины образовались таким же способом, однако эти глины, подстилающие четвертичные и обнажающиеся на поверхности дна, отличаются от последних высоким содержанием монтмориллонита (50÷70%) и филлипсита (>25%), которые образовались в результате изменения пирокластики в процессе диагенеза.

Основными факторами, определяющими тип глин, являются количественные соотношения пирокластического и терригенного материала и длительность диагенетических изменений. Кратковременность стадии диагенеза и относительное преобладание терригенного материала приводят к образованию обычных красных глин, большая длительность диагенетической стадии и преобладание пирокластического материала — к образованию цеолитных красных глин. Вероятно, таким же способом образовались красные глины и в других океанах.

Литература

1. Биогеохимия океана/Под ред. Лисицына А. П., Моница А. С. М.: Наука, 1983. 368 с.
2. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 343 с.
3. Коссовская А. Г. Геохристаллохимия в решении проблем литологии.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 7—18.
4. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 19—34.
5. Крылов А. Я., Лисицына Н. А., Мазина Т. И. и др. Возрастные метки илов северной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с. 23—37.
6. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 437 с.
7. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

8. Логвиненко Н. В., Лазуркин В. М., Герасимов В. Н. и др. Красные глубоководные глины северной части Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 117—127.
9. Логвиненко Н. В., Клейменова Г. И. Споры и пыльца наземных растений в красной глубоководной глине Тихого океана.— В кн.: Современные проблемы морской геологии (тез. докл., т. 2). М.: Наука, 1980, с. 189.
10. Логвиненко Н. В. Литогенез и тектоника плит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 104—112.
11. Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4, с. 372—376.
12. Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 46—57.
13. Мурдмаа И. О. Осадки и осадочные породы океана.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 104—162.
14. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н. и др. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 148—173.
15. Скорнякова Н. С., Курносов В. В., Мухина В. В. и др. Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав осадков радиоляриевых поясов (полигон ст. 1936).— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 1, с. 121—134.
16. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане/Под ред. Безрукова П. Л. М.: Наука, 1970. 425 с.
17. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 221 с.
18. Шенард Ф. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 515 с.
19. Bischoff J., Piper D. Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. N. Y.: Plenum Press, 1979, № 1, 650 p.
20. Goldberg E., Arrenius G. Chemistry of the Pacific pelagic sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 13, p. 153—212.
21. Initial Reports of DSDP. V. 5—58. Wash., 1970—1980.
22. Landergreen S. On the geochemistry of the deep-sea sediments.— Rep. Swedish. Deep-sea Expedition, 1964, v. X, № 5, p. 85—93.
23. Murray J., Renard A. Deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872—1876. Challendger Rep. (Reprint 1965). L.: Longmans. 1981. 525 p.
24. Revelle R. R. e. a. Pelagic sediments of the Pacific ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 62, p. 221—236.
25. Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of the pelagic sediments of the Pacific ocean.— Tellus, 1958, v. 10, p. 153—159.
26. Rex R. W., Goldberg E. D. Insolubles.— The Sea, 1962, v. 1, № 4, p. 118—125.
27. Windom H. L. Eolian contribution to marine sediments.— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, № 2, p. 520—529.

ВНИИОкеангеология,
Ленинград

Поступила в редакцию
11.VII.1984

УДК 551.35(265.4)

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ЯПОНСКОГО МОРЯ. СООБЩЕНИЕ 2

ЛИХТ Ф. Р., ДЕРКАЧЕВ А. Н., МАРКОВ Ю. Д., УТКИН И. В.

Разработана фациально-генетическая типизация современного седиментогенеза Японского моря на основе соотношения топологических и процессуальных факторов, контролирующих седиментогенез. Выделены различные по фациальным условиям участки дна моря, отличающиеся и характером седиментогенеза. Показаны (в сопоставлении) фациальные условия накопления современных и более древних (реликтовых) осадков.

Структурная (гранулометрическая) дифференциация осадков Японского моря, рассмотренная в предыдущем сообщении [7], связана с динамикой среды осаждения материала и определяется общей ландшафтно-географической ситуацией. Связать эту ситуацию и процесс осадконакопления — прямая задача литолого-фациального анализа. Объектом последнего является как сам осадок, так и все многообразие различных природных факторов, регулирующих процесс седиментогенеза. Отсюда естественное желание поставить и решить обратную задачу: по структурным особенностям и другим свойствам отложений получить информацию об основных условиях обстановки осадкообразования, ее фациально-генетических факторах. По такому пути идут многие исследователи, занимающиеся литолого-фациальным анализом древних отложений. В то же время существует точка зрения, отрицающая возможность распознавания фациально-генетических факторов древнего седиментогенеза по каким-либо отличительным свойствам отложений [10]. Прежде всего это относится к структуре осадков, которая, как упоминалось, наиболее чутко реагирует на изменения в гидродинамическом режиме.

М. В. Кленова в работе, посвященной составу морских осадков [3], отмечала, что гранулометрия является функцией интенсивности гидродинамических процессов. Поскольку гидродинамический режим в современном седиментогенезе доступен прямому наблюдению, структура осадков может сопоставляться с конкретными динамическими параметрами среды как в природных, так и в лабораторных условиях.

Известно, что литолого-фациальные исследования начинаются с выделения литологических типов пород на основе структурных (гранулометрических) признаков [12]. Дальнейшие исследования состоят в анализе факторов, контролирующих седиментогенез, и установлении корреляционных связей между ними и структурно-вещественными особенностями осадков. Интегральное влияние этих факторов отражается в зональном характере распределения осадков Японского моря. По существу устанавливаются три вида зональности подобно трем видам зональности седиментогенеза в океане [5]: климатическая, циркумтерральная (по аналогии с циркумконтинентальной в океане) и вертикальная (батимальная).

Каждому из видов зональности соответствует своя принципиальная схема седиментогенеза, однако «чистых» разновидностей не существует, поскольку в реальном седиментогенезе Японского моря они взаимосвязаны и совмещены.

Для конкретизации корреляционных связей условий седиментогенеза с характером осадка климатические условия можно считать общим региональным фоном, на котором действуют конкретные локальные факторы. Одни из них в той или иной степени связаны с местоположением осадка на дне и поэтому могут быть названы топологическими, другие

Физико-географические (фациальные) условия

Ряд	Группа	Тип
Литоральный (Л)	Супралиторальная (ЛС)	Клифа (ЛСК) Бенча (ЛСБ) Пляжа (ЛСП) Надводной дельты (ЛСД)
	Литоральная (ЛЛ)	Осушки (ЛЛО) Приливно-отливных каналов (ЛЛК)
Неритовый (Н)	Подводных дельт (НД) Лагунно-бухтовая (НЛ)	Малых заливов и бухт (НЛЗ) Малых заливов-ловушек и бухт-ловушек (НЛБ) Лагун (НЛЛ)
	Островов, архипелагов и банок (НО)	—
	Подводного берегового склона (НБ) (0—30 м)	Заливов (НБЗ) Открытого побережья (НБО)
	Внутреннего шельфа (НВ) (30—70 м)	Заливов (НВЗ) Открытого побережья (НВО)
	Внешнего шельфа (НВ) (70—200 м)	Заливов (НШЗ) Открытого побережья (НШО) Пролива-прогиба (НШТ)
	Проливов (НП)	Широких (НПШ) Узких (НПУ)
	Отчлененного шельфа (НГ)	—
	Опущенного шельфа (БШ)	—
	Бордерленда (ББ)	Вершин (ББВ) Склонов (ББС) Межгорных долин (ББД)
	Материкового и островодужного склонов (БС)	Крутой (БСК) Пологий (БСП)
Баттальный (Б)	Подводных каньонов (БК)	—
	Подводных долин (БД)	—
	Подножий склонов (БП)	—
	Подводных котловин (БЯ)	—
	Подводных хребтов (БХ)	Вершин (БХВ) Склонов (БХС) Долин (БХД)
	Сложнопостроенных подводных возвышенностей (БА)	Вершин (БАВ) Склонов (БАС) Подножья (БАП)
	Отдельных возвышенностей (БГ)	Вершин (БГВ) Склонов (БГС) Подножья (БГП)
	Островов, архипелагов, банок (БО)	Абразивно-аккумулятивного мелко- водья (БОА) Склона (БОС) Подножья (БОП)
	Абиссальных котловин (АК)	Холмов (АКХ) Равнин (АКР)
Абиссальный (А)		

определяют способ образования осадка и по тому же принципу являются процессуальными.

Первыми, топологическими факторами определяются обстановки седиментогенеза (удаленность от берега, состояние поверхности дна, глубины водной толщи и ее характеристики, состав биоты и пр.). Они характеризуют фациальные условия седиментогенеза. Вторые, процессуальные указывают на механизм (способ) образования осадка или же

Генетические (литодинамические) процессы

Ряд	Группа	Тип
Механогенный	Волнения (I)	Волноприбойный (I-1) Волноприливный (I-2) Постоянного волнения (I-3) Штормового волнения (I-4)
	Течений (II)	Речной (II-5) Аккумуляционный (II-6) Циркуляционный (II-7) Придонный контурный (II-8) Транзитный (II-9) Эрозионный мелководный проливов и узостей (II-10) Эрозионный глубоководный (II-11) Вдольбереговой (II-12) Приливно-отливный (II-13) Придонный мелководный (II-14) Придонный глубоководный (II-15)
	Спокойных вод (III)	Отстойный (лагунно-бухтовый) (III-16) Западно-шельфовый (III-17) Затишно-глубоководный (III-18)
	Подводно-гравитационная (IV)	Коллювиально-оползневый (IV-19) Суспензионный (IV-20)
	Ледово-морская (V)	Ледово-припайный (V-21) Ледовый (V-22)
	Эдафогенная (VI)	Элювиально-эдафогенный (VI-23) Коллювиально-эдафогенный (VI-24)
Вулканогенный	Пирогенная (VII)	Пирогенный (VII-25)
Биогенный	Биогенная (VIII)	Планктонный (VIII-26) Бентосный (VIII-27)

объясняют причину его отсутствия и в этом содержании соответствуют принципам генетической типизации седиментогенеза на континенте [14] или в океане [13].

Фациально-генетические понятия до сих пор не являются общепринятыми. Не имея возможности привести здесь анализ даже основных из них, можем только отметить, что основу фациально-генетической типизации осадков Японского моря составляет оценка влияния топологических и процессуальных факторов на формирование структурно-вещественных свойств осадков, образование их закономерных парагенетических ассоциаций. Топологические и генетические факторы представляют своего рода независимые переменные (аргументы), а осадок — функцию, подчиненную одновременно им обоим, т. е. положение осадка по отношению к данным причинным факторам может быть пространственно зафиксировано в своеобразной системе координат: местонахождение — процесс. Такой подход позволяет говорить о закономерном положении изучаемого осадка в данном, а не в каком-нибудь другом месте дна, образовавшегося под влиянием конкретного литодинамического процесса (процессов).

Ранее были опубликованы принципы фациально-генетической типизации осадков Японского моря, а также соотношение конкретных фациальных условий и генетических процессов [6]. В настоящем сообщении приведены только уточненные схемы фациальных условий (табл. 1) и генетических (литодинамических) процессов (табл. 2) без обзора всего многообразия реально существующих их соотношений (см. [6], табл. 3). Следует напомнить, что взаимосвязь фациальных условий и генетических признаков реализуется как фациально-генетический тип осадка,

выражаемый буквенно-цифровым индексом (БМК-10, БЯ-26 и т. п.), где буквы указывают фаціальную, а цифры — генетическую принадлежность (см. табл. 1 и 2).

Ниже приводится краткое описание некоторых групп и типов фациальных условий седиментогенеза Японского моря (фиг. 1). Для внешнего шельфа зал. Петра Великого фациальные условия реконструированы на этапы образования реликтовых осадков (см. фиг. 1, А).

Подводные дельты (НД). Подводные конусы выноса рек отмечаются как в глубоко врезанных в сушу заливах (Амурский и Уссурийский типы), так и в открытых (зал. Исикари). Для них характерны сглаженный, выположенный рельеф дна вследствие активного выноса современных осадков, пониженная соленость вод ($\sim 15\text{--}20\%$), преимущественно пелитовый состав осадков.

Отмечается определенная зональность в распределении осадков: у устья реки откладываются влекомые наносы со скоростью 10 м за 1000 лет [18]. Далее от берега, на глубинах 10—20 м, формируются псаммитовые и алевроитовые пелиты, по периферии конуса выноса развиты смешанные осадки (миктиты) с разным соотношением составляющих фракций. В устье мощность дельтовых осадков достигает первых десятков метров, по периферии составляет всего 15—20 см. По простиранию тонкозернистые плохо сортированные осадки подводной дельты сменяются мелко- и среднезернистыми псаммитами внешнего шельфа и прибрежной зоны.

Осаждение тонкого материала происходит не только из-за снижения гидродинамической активности транспортирующего потока. По данным, приведенным в работе [18], размер взвешенных частиц, выносимых р. Исикари, в 4—5 км от устья не превышает 0,1 мм. При скорости течения около 30 см/с в этом районе взвешенные частицы данного диаметра не смогли бы осесть на дно. Однако, как показал В. Сакамото [20], на границе раздела пресных и солевых вод происходит флокуляция взвешенных в воде частиц и их медленное осаждение на дно.

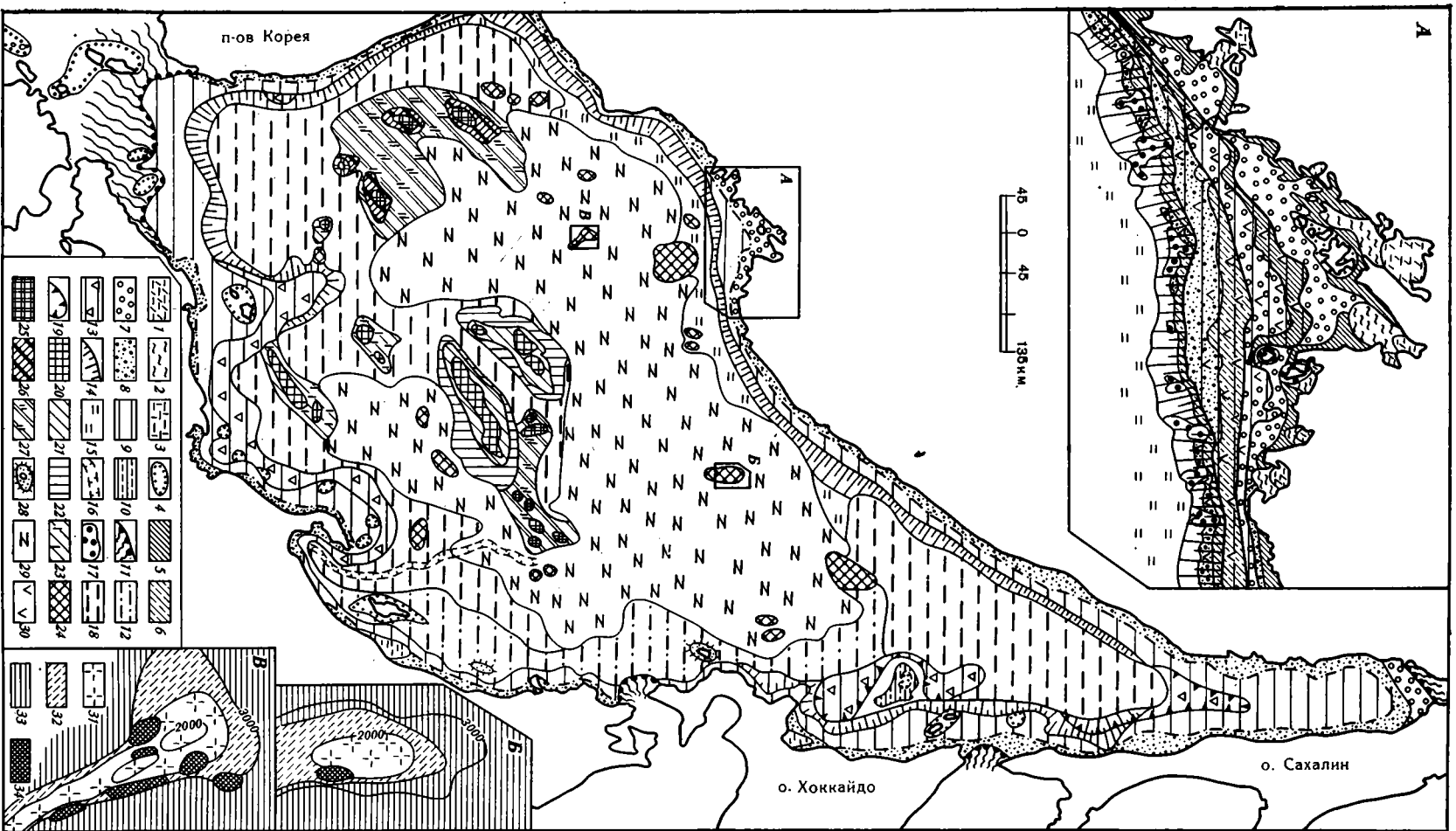
Малые заливы и бухты (НЛЗ) описаны в зал. Петра Великого. Рельеф дна довольно сложный и представляет собой затопленную морем равнину, сохранившую реликты речных долин с террасовыми уровнями. Соленость вод близка к нормальной ($29,8\text{--}34,5\text{‰}$), осадки представлены в основном алевроитами, пелитовыми алевроитами, иногда с крупными обломками раковин и единичным гравием в прибрежной части, реже алевроитовыми пелитами, алевроитовыми и пелитовыми микритами.

Малые заливы-ловушки (НЛБ) имеют ограниченное распространение в зал. Петра Великого. К ним относятся спокойные, затишные участки бухт и заливов (озеро-лагуна) с полным или почти полным отсутствием придонных течений, осаждением практически всей взвеси и пониженной соленостью вод ($25\text{--}35\text{‰}$). Характерен преимущественно пелитовый состав осадков.

Подводный береговой склон заливов (НБЗ) представляет собой наклонную поверхность дна от береговой линии до глубин 20—30 м, в которой у берега обычны выходы коренных пород, их многочисленные обломки и глыбы, мористее распространены рыхлые осадки. Характерны постоянное волновое воздействие на дно, соленость вод близка к нормальной ($\sim 34\text{‰}$), преимущественно псаммитовый состав осадков.

Острова, архипелаги и банки (НО). Эта фациальная группа охватывает береговую зону островов в зал. Петра Великого и по условиям седиментогенеза близка к фациальному типу НБЗ. Наряду с псаммитами широко распространены миктиты, образование которых связано в основном с абразией берегов и плохой дифференциацией обломков, поступающих в область накопления материала.

Внутренний шельф заливов (НВЗ) соответствует полосе дна, ограниченной абсолютными отметками глубин 30—60 м. В зал. Петра Великого к НВЗ относится почти весь зал. Посьета, внешняя часть Амурского и значительная часть Уссурийского заливов. Поверхность дна — выровненная, с реликтами речных долин (частично выраженных в рельефе дна).



Соленость вод близка к нормальной, состав осадков преимущественно псаммитовый и псаммитово-алевритовый, изредка с примесью гравия.

Внутренний шельф открытого побережья (НВО). Фациальные условия в пределах тех же глубин дна на открытом шельфе отличаются большой гидродинамической активностью и дифференциацией осадочного вещества. Осадки приматериковой части дна составляют псефиты (галечники, гравийники), псаммиты, алевриты и миктиты. Значительная часть осадков (на глубинах более 40—50 м) — реликтовая.

Внешний шельф заливов (НШЗ) в зал. Петра Великого охватывает область дна от глубин 55—60 м до бровки шельфа (120—145 м). На глубинах 85—100 м отмечается выравнивание склона, так что край шельфа представляет собой субгоризонтальную ровную поверхность.

В рельефе дна отмечаются реликтовые долины, которые протягиваются почти до 90-метровой изобаты; мористее (в пределах субгоризонтальной поверхности шельфа) они уже не выражены в рельефе дна и устанавливаются по данным сейсмоакустического профилирования.

Экстремальное волновое воздействие на верхний слой осадков практически прекращается на глубинах 50—60 м [9]. Данные сонарной съемки подтверждают, что периодическое волновое воздействие не проявляется на глубинах более 60—70 м [17]. В то же время на этих глубинах сохраняется достаточно высокая активность водных масс, препятствующая осаднению взвеси, а поставка материала в донном влечении ограничивается береговой зоной. Поэтому, если не считать ограниченных участков дна, приуроченных к циркуляционной схеме движения вод, создающих относительно застойные условия и возможность осаднения тонкозернистого материала, вся область внешнего шельфа является аседиментогенной, и на поверхности дна залегают реликтовые осадки [8].

По структурным признакам и макрофауне реликтовые осадки различаются между собой и могут быть обобщены в две разновидности. Для одной характерен трехкомпонентный тип графиков Г. Вишера [21], для другой — двухкомпонентный, для каждой — определенное сочетание результативных точек на графике Р. Пассега [19]; одна содержит прибрежную мелководную фауну, другая — фауну открытых заливов. Выделяются три полосы реликтовых осадков, каждая из которых состоит из двух упомянутых разновидностей. Предполагается, что каждая из полос реликтовых осадков отвечает определенному палеоуровню Японского моря и при этом отражает условия двух фациальных типов седиментогенеза: первая разновидность — подводного берегового склона, вторая — внутреннего шельфа. Наиболее низкий (первый) батиметрический уровень распространения реликтовых осадков в настоящее время расположен на кромке шельфа (глубины 110—120 м) и соответствует максимальной регрессии Японского моря в эпоху позднелюрмского (сартанского) похолодания и оледенения — около 18—20 тыс. лет назад; второй уровень

Фиг. 1. Фациальные условия седиментогенеза Японского моря (на врезках: А — зал. Петра Великого, Б — северная часть возвышенности Богорова, В — возвышенность Гэбас)

1 — подводные дельты (НД); 2 — малые заливы и бухты (НЛЗ); 3 — малые заливы-ловушки и бухты-ловушки (НЛБ); 4 — острова, архипелаги и банки в неритовой зоне (НО); подводный береговой склон (0—30 м); 5 — заливов (НБЗ); 6 — открытого побережья (НБО); внутренний шельф (30—70 м); 7 — заливов (НВЗ); 8 — открытого побережья (НВО); 9 — внешний шельф (НШ) (70—200 м); 10 — отчлененный шельф (НБ); 11 — проливы (НП); 12 — бордерленд (ББ); 13 — опущенный шельф (БШ); 14 — материковый и островодужный склоны (БС); 15 — подножья склонов (БП); 16 — подводные долины (БД); 17 — подводные каньоны (БК); 18 — батимальные котловины (БЯ); 19 — границы прогибов на шельфе и материковом (островодужном) склоне; подводные хребты: 20 — вершины (БХД); 21 — склоны (БХС); 22 — подножья (БХП); 23 — склоны, подножья, локальные понижения (БХС+БХП); 24 — отдельные возвышенности (БГ); сложнопостроенные возвышенности: 25 — вершины (БАВ); 26 — склоны (БАС); 27 — склоны, подножья, локальные понижения (БАС+БАП); 28 — острова, архипелаги и банки в батимальной зоне (БО); 29 — абиссальные котловины; 30 — фациальные условия древнего седиментогенеза; 31 — вершины (БГВ); 32 — склоны (БГС); 33 — подножья (БГП); 34 — аседиментогенные зоны

приходится на глубины около 75 м, он, вероятно, указывает уровень трансгрессирующего моря при кратковременной остановке в позднем вюрме — около 11 тыс. лет назад. Третий приурочен к отметкам 55—60 м и отвечает самому концу предголоценовой трансгрессии, возможно, частично и раннему голоцену — пребореалу (началу голоценовой трансгрессии) — около 10,3 тыс. лет назад (см. фиг. 1, А).

Галечные горизонты приурочены к террасовидным ступеням: 70—75 (до 80), 95, 110—130 (до 140), 170, 200—210 м — и, вероятно, фиксируют положение древних береговых линий [1].

Такое же поглубение осадков (за счет гравийно-галечного материала) отмечается и на островном побережье, на глубинах 65—80, 110—120, 140, реже 170 м. Как и для материкового шельфа, предполагается, что грубозернистые осадки фиксируют древние береговые линии. Возраст (по ¹⁴C) торфяника, поднятого под грубозернистыми отложениями одного из уровней (80 м) в зал. Исиари, составляет 40 тыс. лет [18].

Шельф пролива-прогиба (НШТ). Своеобразны фациальные условия в северной части Татарского пролива. Перегиб между шельфом и материковым склоном по оси пролива почти не выражен. Преобладают глубины менее 200 м. Специфика морфоструктуры пролива определяется унаследованным прогибом, открывающимся в Центральную котловину, поэтому этот фациальный тип назван проливом-прогибом. Особенности условий седиментогенеза определяются незначительным по объему стоком речных наносов и низкой гидродинамической активностью акватории из-за наличия ледового покрова в течение нескольких месяцев в году. В результате в северной части Татарского пролива в основном развиты тонкозернистые осадки, так широко нигде в Японском море не представленные, за исключением глубоко врезаемых заливов (например, Амурского). Наряду с тонкозернистыми осадками значительно распространены смешанные осадки — миктиты.

Широкие проливы (НПШ). К ним относятся Корейский пролив с глубинами более 1000 м и пр. Лаперуза с глубинами до 70 м. Характерная особенность условий седиментогенеза в проливах — повышенная динамика придонных вод и, как следствие, широкое распространение грубозернистых осадков. Например, в наиболее узкой (или внутренней) и мелководной части Корейского пролива (между островами Кюсю, Цусима и Корейским полуостровом), где отмечается наибольшая подвижность вод, развиты крупно- и среднезернистые псаммиты с большой примесью материала гравийной размерности, на банках — ракушечные отложения, в южной части пролива — с обломками отмерших кораллов. Вдоль о. Цусима и др. до глубин 80 м прослеживаются выходы коренных пород и гравийно-галечные разности псефитов. На бровке шельфа и в верхней части материкового склона вновь появляются псаммитовые осадки.

Среди ракушечно-детритовых разностей псаммитов пролива выделяются современные осадки (до глубин 70 м), а на больших глубинах — реликтовые [16]. По мере увеличения живого сечения пролива скорость течения уменьшается, создаются условия для осаждения тонкого материала.

Отложения пр. Лаперуза представлены (в его наиболее узкой части) грубозернистыми псаммитами с примесью гравия, гальки, битой ракушки.

Узкие проливы (НПУ). К ним относятся проливы Сангарский и Невельского. Для узких проливов с сильными течениями характерен серповидный продольный профиль рельефа дна с уменьшением глубин в наиболее узкой его части и увеличением у входа и выхода. При глубине Сангарского пролива 140—150 м у его входа находится впадина Тояма глубиной 400 м. Проливы отличаются большими скоростями постоянных и приливно-отливных течений, грубозернистыми осадками, выходами коренных пород.

Отчлененный шельф (НГ) представлен уплощенной поверхностью банки Мусаси. По особенностям седиментогенеза этот фациальный тип не отличается от других подводных банок, увенчанных островами (Ре-

буно-Монеронская, Оки и др.), принадлежащих внешнему шельфу. Вершины банок расположены на глубинах от нескольких до 150—170 м от уровня моря.

Процессы седиментации на банках отличаются от прилегающих районов шельфа. Из-за повышенной гидродинамической активности вод здесь развиты преимущественно грубозернистые осадки, ракушечный детрит, известковистые (фораминиферовые и др.) осадки, глауконит. Часты выходы коренных пород.

Опущенный шельф (БШ) представляет собой относительно выположенную поверхность (геоморфологическую ступень на глубинах 200—400 м), расположен в регионе Юго-Западной Японии, между Корейским проливом и п-овом Ното. Преобладают алевроитовые пелиты и пелитовые алевроиты. Отличается устойчивым современным осадконакоплением из взвеси и в этом схож с нижней частью островодужного склона (см. ниже).

Бордерленд (ББ). Вдоль побережья северо-восточной части островов Хонсю и Хоккайдо протянулась система линейно вытянутых морфоструктур (поднятий и понижений): хребты Садо и Рисир, возвышенности Осима, Тоби и ряд более мелких возвышенностей и котловин, которые в совокупности могут рассматриваться как бордерленд. Сложное строение этого региона в конечном итоге сказывается на распределении осадков, отличающихся пестротой структурных характеристик. Это область чередования участков с низкими скоростями седиментации (или ее отсутствием) на вершинах и склонах поднятий и повышенными — в межгорных котловинах типа Рисир, Окусири, Ниси-Цугару, Могам и др.

Поверхность возвышенностей с глубинами моря менее 200 м (Садо и др.) покрыта псаммитами, часто с примесью гравия, гальки, щебня. На более низком батиметрическом уровне (>200 м) в осадках появляется значительная примесь алевроито-пелитового материала.

Материковый и островодужный склоны (БС). Для островодужного склона по сравнению с материковым характерно более сложное тектоническое строение (структуры типа бордерленда), а также островные дуги более низкого порядка, террасы на склоне (структуры типа опущенных шельфов) и др.

Островодужный склон обычно гораздо более пологий, чем материковый. Даже в Татарском проливе-прогибе материковая часть несколько круче островодужной. Только район Корейского пролива почти не различается по уклонам этих склонов. На любом профиле поверхности склона представлены все литологические типы осадков — от псефитов до пелитов. Этим поверхность склона отличается от других обстановок седиментогенеза.

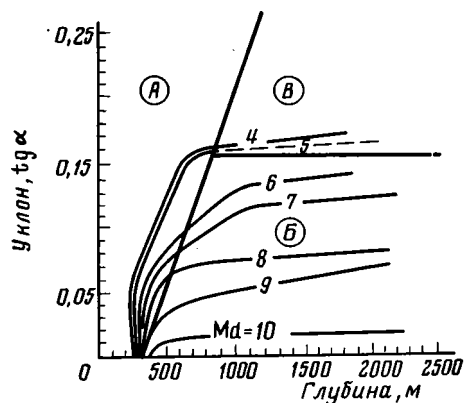
Для материкового склона характерно значительное содержание крупнозернистых осадков — псаммитов и псефитов, для островодужного более типичны тонкозернистые осадки (пелиты, алевроитовые пелиты, миктиты). Преобладание крупнозернистых разностей отмечается только для крутосклонных участков (БСК), пологосклонные (БСП) — обычно тонкозернистые.

Основным контролирующим осадкообразование фактором, который, отражаясь в структуре осадков, определяет их фациальные различия, является местоположение осадка на склоне, фиксируемое глубиной и уклоном дна.

Составлены графики соотношений глубин дна и его уклонов, на которые вынесены значения медианного диаметра Md и 1%-ного квантиля S осадков всех станций. Особенно четко влияние глубины и уклона сказалось на значениях Md (фиг. 2); в меньшей мере, но с той же закономерностью — на значениях S .

По конфигурации изолиний значений Md на графике отчетливо выявляются три поля — *А*, *Б* и *В*, при этом поле *А* составляют осадки выпуклой верхней части склона, поле *Б* — вогнутой нижней, а поле *В* — наиболее крутой средней.

Эта закономерность в распределении Md объясняется следующим образом. Известно, что на бровке шельфа залегают крупнозернистые реликтовые осадки, т. е. в настоящее время крупнозернистый материал на бровку шельфа не поступает и вниз по склону не перемещается. На верхнюю часть склона не оседают в большом количестве тонкие частицы вследствие довольно значительной гидродинамической активности этой зоны. В прошлом же шельф временами осушался, его бровка была береговой зоной и грубый материал под действием волнения и придонных течений перемещался вниз по склону. Эта зона постоянного перемещения в прошлом осадков ниже бровки шельфа названа нами транзитно-аккумулятивной (см. фиг. 2, поле А).



Фиг. 2. Распределение медианных характеристик осадков материкового и островодужного склонов на графиках зависимости уклона α от глубины. Изолинии Md приведены в числах φ ($\varphi = -\log_2 d$, где d — диаметр зерен, мм). А—В — фациально-генетические зоны (А — транзитно-аккумулятивная, Б — аккумулятивная, В — эрозийная)

Ниже, на более крутых участках склона, как в настоящее время, так и в прошлом седиментации не было и на поверхность выходят плотные осадки неогенового возраста, свидетельствующие об эрозии склона. Эта зона названа эрозийной, встречается она неповсеместно (см. фиг. 2, поле В). Еще ниже, близ подножья, происходит современное накопление тонкого материала; соответственно эта зона названа аккумулятивной (см. фиг. 2, поле Б).

Формирование реликтовых осадков поля А происходило в основном вследствие волнового воздействия; при этом существовала корреляционная зависимость распределения крупности частиц от дальности их переноса (от источника поступления, в данном случае — бровки шельфа), что отражено на графике четкой зависимостью Md реликтовых осадков от современных глубин дна, а не от уклонов, поскольку современные глубины (а не уклоны) определяли в прошлом дальность переноса материала. На графике эта зависимость выражена субвертикальной ориентацией изолиний Md до глубин 300—600 м (для разных склонов). Дальнейший рост глубин практически не отражается на изменениях Md , влияет только уклон. Это связано с тем обстоятельством, что для поля Б характерны осадки, на 80—90% состоящие из пелита и мелкого алевролита. Частицы такой размерности перемещаются только во взвеси [4], глубина бассейна (с точки зрения длительности транзита) оказывает гораздо меньшее влияние [10]. Куда более значительно влияние уклона дна, поскольку им определяется способность уже высадившегося материала к перемещению, т. е. энергетический уровень потенциального гравитационного процесса. На графике (см. фиг. 2) эта закономерность отражается критическими уклонами дна ($\sim 0,15$). При больших уклонах мелкозернистые современные осадки на склоне не удерживаются и могут встречаться только как заполнители неровностей его поверхности, например между обломками или глыбами неогеновых плотных осадков. Обычно же в поле В находятся только те станции, на которых были отложены более древние (коренные) породы.

Каньоны (БК). Преобладают миктитовидные разности осадков, в том числе псефиты, псаммиты, алевролиты, пелиты, в которых наблюдается

такая же закономерность связи Md и C с глубиной и уклонами дна, что и на материковом склоне. В верховьях каньона встречаются реликтовые осадки с галькой, а в бортах и вблизи тальвега преобладают плотные или уплотненные осадки, а также обломки неогеновых пород. Возможно, здесь и в настоящее время происходят разрушение стенок каньона и перемещение обломков.

Подножья склонов (БП). Являясь переходной ступенью от материкового склона к котловине, подножье представляет своеобразную и в то же время сходную с прилежащими регионами область осадконакопления. Оно является главной зоной разгрузки в придонном транзите материала вниз по склону и одновременно зоной осаждения значительной части терригенной взвеси, поэтому характеризуется высокими скоростями седиментации (до 20 см за 1000 лет) [2]. Осадки подножий склонов представлены алевритами, пелитами и миктитами.

Батинальные котловины (БЯ) являются как бы продолжением подножья материкового склона и по условиям осадкообразования близки к ним. Дно котловин довольно пологое. Осадки представлены пелитами, присутствие в ряде случаев грубозернистого материала связано с ледовым разномом; особенно это характерно для котловины Татарского пролива.

Вершины подводных хребтов (БХВ). Хребты Северный и Южный Ямато, Оки и Кита-Оки, а также возвышенность Хакусан-Се обычно имеют платообразную поверхность (особенно хр. Южный Ямато) с выступами коренных пород высотой до нескольких десятков метров и ложбинами. Мощность голоценовых осадков незначительна (первые десятки сантиметров), увеличивается в понижениях и на пологих склонах. Осадки, особенно на приподнятых участках дна, во многих случаях реликтовые. Среди них в заметном количестве присутствует галечный, реже валунный материал.

Из-за повышенной подвижности придонных вод Цусимского течения тонкозернистый материал на вершинах подводных хребтов не отлагается, а на отдельных участках происходят даже размыв и разрушение слабо консолидированных отложений. Это по существу местный переотложенный обломочный материал. Он в значительной мере разбавлен частицами биогенного, вулканического и аутигенного (глауконит) происхождения.

Склоны и межгорные долины подводных хребтов (БХС, БХД). Верхнюю часть склонов хребтов до глубин 900—1000 м занимают миктиты. В нижней части распространены алевритовые пелиты и пелиты. Граница распространения пелитов на разных участках склонов хребтов изменчива, зависит от уклонов дна, глубины моря имеют меньшее значение.

Сложнопостроенные возвышенности (БА). Это возвышенности юго-западной части Японского моря (Криштофовича, Уллындо, Восточно-Корейская), ряд безымянных возвышенностей на северо-восточном продолжении хр. Южный Ямато и возвышенность Такуе (к северу от хр. Южный Ямато).

Самые крупные возвышенности имеют изометрическую форму и плоские платообразные вершины с небольшими холмами, часть более мелких возвышенностей имеет вытянутую форму и ориентирована в северо-восточном направлении, однако и для них характерны выположенные вершины. Долины, разделяющие их, широкие (равные по ширине возвышенностям); борта и склоны возвышенностей в основном представлены пологими участками, и лишь в некоторых местах склоны крутые, с выходами коренных пород.

Особенности седиментогенеза определяются тем, что район находится в области циркуляции вод, центр которой располагается над наиболее крупными возвышенностями, а края — за их пределами [11, 15]. Это способствует концентрации взвеси над возвышенностью, но в то же время слабое взаимодействие движущихся водных масс с возвышенными участками почти не вызывает образования крупных турбулентных зон, что способствует осаждению и накоплению взвеси. Кроме того, район близко расположен к Корейскому проливу — источнику поступления гли-

нистого вещества во взвеси. Все это способствует сильному заиливанию не только долин, но и вершин, а также склонов возвышенностей, чему благоприятствует относительно пологий характер рельефа. Характерно широкое развитие осадков пелитового ряда. Лишь на некоторых, наиболее высоких вершинах (особенно на Восточно-Корейской возвышенности) отмечаются грубые осадки, образовавшиеся, возможно, в результате разрушения коренных пород и реликтового вулканического материала, а также аутигенных образований глауконитового ряда.

Отдельные возвышенности и горы (БГ). В абиссальных и батимальных котловинах расположены многочисленные небольшие по размеру возвышенности конусообразной формы. Они имеют различное происхождение, возраст: преобладают вулканические постройки. На одних вершинах (горы типа Мейе, Мацу и др.) осадки практически отсутствуют, отмечены выходы коренных пород, скопление глыб, щебня, реже песчаные осадки. На других, более крупных возвышенностях (Богорова, Гэбас и др.) осадочный покров существует, отмечается также дифференциация материала по крупности вниз по склону (см. фиг. 1, Б, В).

Абиссальные котловины (АК). К ним относятся Центральная и Хонсю, разделенные подводной возвышенностью Ямато. На плоской равнине Центральной котловины насажены одиночные подводные горы. Котловина Хонсю имеет относительно ровное дно, лишь местами осложненное небольшими возвышенностями. Осадки довольно однообразны и представлены пелитами, в Центральной котловине — более пестрые и представлены всеми группами, за исключением псаммитов. Особых отличительных признаков абиссальных котловин от батимальных по структурным особенностям осадков нет.

* * *

Приведенный материал представляет собой предварительные результаты литолого-фациальных исследований современного седиментогенеза Японского моря.

Обобщение осадков на принципиально новой методологической основе (фациально-генетической) позволило выявить ряд закономерностей седиментогенеза, важных в актуалистическом аспекте. К ним относится установление корреляционных связей между структурно-вещественными особенностями осадков и фациально-генетическими характеристиками условий их образования: выделение седиментогенных и аседиментогенных областей на шельфе и материковом склоне; типов реликтовых осадков на шельфе в зависимости от положения палеоуровня моря; разнотипных зон седиментогенеза на материковом склоне, определяемых уклонами и глубинами дна; различия в современном седиментогенезе на разных типах подводных возвышенностей и др.

Все это позволяет в конечном счете уточнить обстановки древнего седиментогенеза и условия образования связанных с ним полезных ископаемых.

Литература

1. Гершинович Д. Е. Основные закономерности современного осадкообразования в Японском море. — Тр. ГОИН, 1953, вып. 13, с. 3—85.
2. Деркачев А. Н., Уткин И. В., Горбаренко С. А. и др. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в позднепоследнее время. — Тихоокеанская геология, 1983, № 4, с. 22—24.
3. Кленова М. В. Механический состав морских осадков. — Сов. геология, 1947, № 18, с. 16—34.
4. Котельников Б. Н. Транспортировка обломочного материала — основной фактор в формировании структур песчаных осадков. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1974, вып. 3, с. 35—39.
5. Лисицын А. П. Зональность природной среды и осадкообразование в океане. — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 5—45.
6. Лихт Ф. Р. Фациальный анализ современного седиментогенеза и возможности палеофациальных реконструкций (на примере Японского моря). — Тихоокеанская геология, 1983, № 2, с. 9—19.
7. Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Марков Ю. Д., Уткин И. В. Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 1. — Литология и полез. ископаемые, 1985, № 4, с. 25—36.

8. Марков Ю. Д. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. 127 с.
9. Марков Ю. Д., Уткин И. В. О применении графических логнормальных моделей при решении некоторых вопросов седиментогенеза на шельфе в голоценовое и позднеплейстоценовое время.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 86—102.
10. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
11. Сизова Ю. В. Циркуляция вод Японского моря.— В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 146—154.
12. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 551 с.
13. Фролов В. Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 6, с. 29—41.
14. Шанцер Е. В. О принципах генетической классификации континентальных осадочных образований.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 35—40.
15. Юрасов Г. И. Исследования трехмерной циркуляции вод Японского моря численными методами.— В кн.: Гидрофизические исследования в северной части Тихого океана и дальневосточных морях. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 83—97.
16. Inouchi J., Kinoshita J., Murakami F. Sedimentological map of Nishi-Tsugaru basin, scale 1:200 000.— Marine Geol., Map. ser., Geol. Surv. Japan, 1979, № 12.
17. Kinoshita J., Murakami F. Sedimentological map of Nishi-Tsugaru basin. Bottom features, scale 1:200 000.— Marine Geol., Map. ser., Geol. Surv. Japan, 1979, № 12.
18. Oshima K., Jokota S. Sediments of Ishikari Bay in Hokkaido.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1978, v. 26, № 8, p. 501—529.
19. Passega R. Texture as characteristics of clastic deposition.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1957, v. 41, № 9, p. 1952—1984.
20. Sakamoto W. Study on the process of river suspension from flocculation to accumulation in estuary.— Bull. Ocean Rec. Univ. Tokijo, 1972, № 5, p. 1—46.
21. Visher G. S. Grain size distribution and depositional processes.— J. Sediment. and Petrol., 1969, v. 39, № 3, p. 1074—1106.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
11.VI.1984

УДК 551.311.23 : 551.734 (470.5)

**О НАХОДКЕ ПРОДУКТОВ ЛАТЕРИТНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ
В НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА
СЕВЕРНОГО УРАЛА**

ПЕТРОВА Н. Н., ЕРОШЕВСКАЯ Р. И.

Описывается находка продуктов латеритного выветривания в большеколчимской свите западного склона Северного Урала; одновозрастность этих образований и бокситоносного горизонта СУБР позволяет предполагать эпоху латеритного выветривания и возможность широкого развития бокситов в ряде смежных районов.

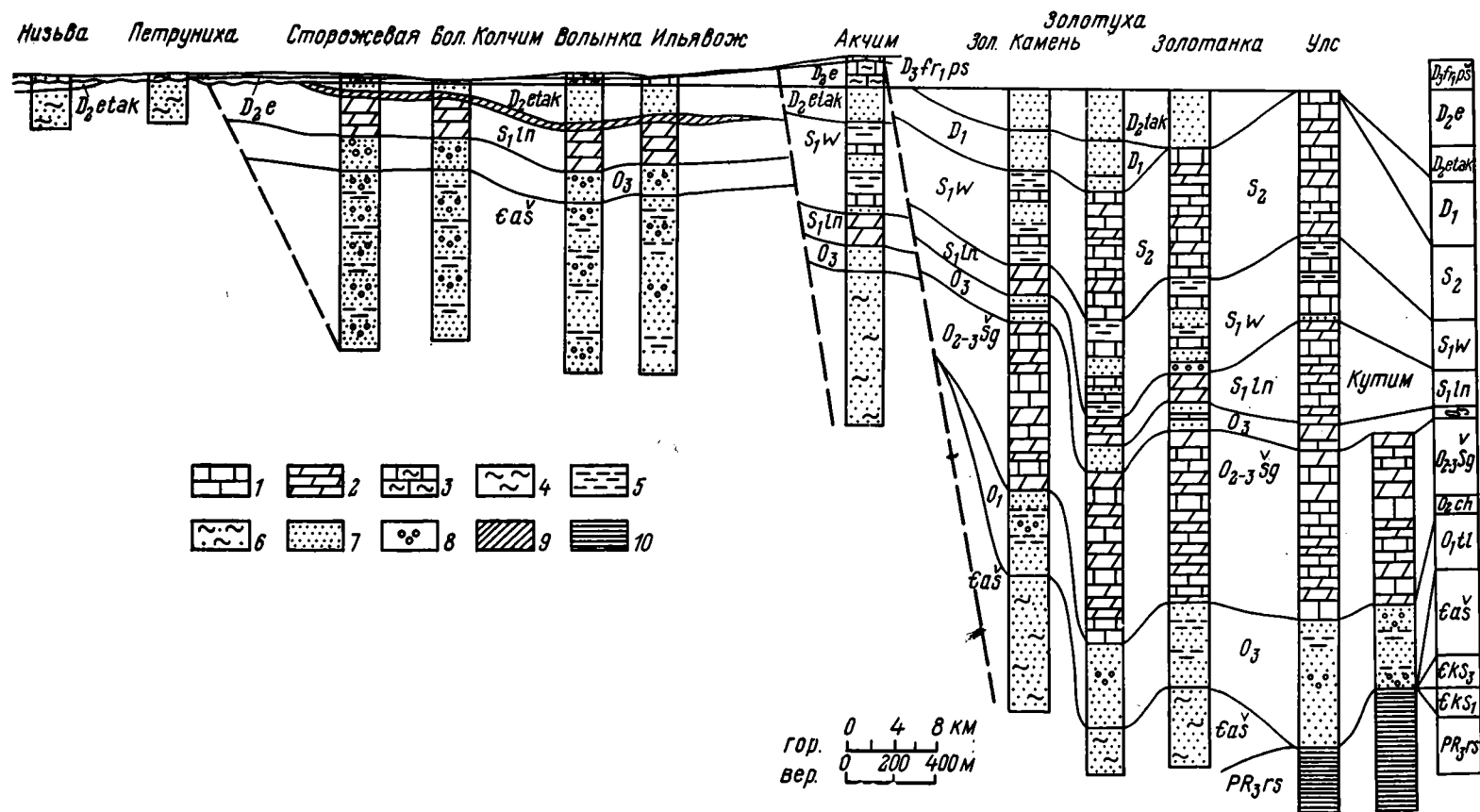
На западном склоне Северного Урала (Красновишерский р-н) в 1976 г. между песчаниками такатинской свиты эйфеля и доломитами силура впервые была обнаружена толща пород, выделенная как пачка каолиновых глин, алевролитов, представляющих собой продукты перемыва подтакатинских кор выветривания. В дальнейшем эта пачка была изучена Ю. П. Погореловым и отнесена с некоторой условностью к нижнему эйфелю под названием большеколчимской свиты. Вещественный состав пород свиты детально изучен В. С. Шубом с применением рентгеноструктурного и термического анализов. Однако продукты латеритного выветривания в этой пачке не были обнаружены.

В 1983 г. авторы изучили разрезы большеколчимской свиты по керну скв. 3833, 163, 161 на Сторожевском участке Красновишерского района (фиг. 1). Анализ разрезов палеозоя описываемого района (фиг. 2), а также западного склона Урала в целом, показывает, что эта свита приурочена к широко проявленному на Урале предэйфельскому континентальному перерыву, что подтверждается залеганием перекрывающих ее такатинских песчаников эйфеля на разновозрастных (от позднего рифея до раннего девона) отложениях. На изученном участке большеколчимская свита залегает на доломитах колчинской свиты нижнего силура.

Колчимская свита сложена доломитами, плотными, светло-серого или синевато-серого цвета (объемный вес $2,82 \text{ г/см}^3$, пористость 1,3%). Доломиты криптокристаллической или мелкозернистой структуры с размером зерна $0,01-0,12 \text{ мм}$; зерна доломита имеют, как правило, изометричный облик, четкие грани, ромбоздрическую форму. В минеральном составе их преобладает доломитовая составляющая (92,6%). Содержание кальцитовой молекулы составляет 5,3%. На долю нерастворимого остатка приходится около 3%. Минеральный состав нерастворимого остатка, как показывают рентгенография породы и изучение в шлифах, следующий: кварц, полевой шпат, каолинит, смешанослойный минерал (типа иллит+монтмориллонит), гематит, ильменит, пирит, рутил, анатаз, сфен, эпидот, турмалин, циркон. Химический состав пород фундамента приведен в табл. 1.

Текстура доломитов равномернозернистая, массивная, однородная и полосчатая. Нередко доломиты пронизаны прожилками (миллиметровой мощности) кальцита и пирита.

Большеколчимская свита изучалась по старому керну трех скважин, поэтому нет уверенности в том, что керн был полным. Тем не менее, суммируя материал всех скважин, можно видеть, что свита по минеральному составу неоднородна и может быть разделена на три толщи: слюдистую, каолинитовую и гётит-каолинитовую. Эти толщи по минеральному составу, текстурным и структурным признакам сопоставимы с нижними зонами коры выветривания (слюдистой, каолинитовой) и зо-



Фиг. 2. Палеотектонический профиль Западно-Уральской мегазоны на широте Красновишерского района
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые известняки; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — гравелиты; 9 — глинистые продукты большеколчимской свиты; 10 — метаморфизованные сланцы

Таблица 1

Химический состав доломитов колчимской свиты и глинистых пород большеколчимской свиты, %

Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ
163	141,5	Долмиты нижнего силура	7,70	0,06	1,06	0,52	0,43	18,30	29,29	0,11	0,26	42,40	100,13
161	128,5	То же	2,13	0,03	0,25	—	0,50	19,55	31,40	0,12	0,23	46,11	100,32
161	112	Глинистые породы слюдистой толщи	73,86	1,33	12,31	2,54	0,29	1,14	0,43	0,09	3,38	5,37	99,13
161	114	То же	66,10	1,51	15,51	4,80	0,18	1,28	0,25	0,09	4,04	5,37	99,13
161	118	»	55,63	1,01	16,11	5,39	0,29	1,38	0,49	0,10	4,34	5,62	100,59
161	120	»	75,12	0,95	9,07	5,85	0,29	1,04	0,43	0,09	2,36	4,34	99,59
161	123	»	75,14	0,90	9,00	5,90	0,30	1,05	0,50	0,07	2,40	4,30	98,56
163	136	Глинистые породы каолинитовой толщи	65,87	0,99	13,23	5,86	0,36	0,62	0,43	0,09	0,51	7,70	98,90
163	138	То же	75,32	1,54	12,71	1,95	0,82	0,48	0,18	0,05	0,73	5,62	99,30
163	138,9	»	77,16	1,36	10,08	3,29	0,82	0,48	0,22	0,07	0,66	5,61	99,75
163	139,3	»	74,08	1,56	17,14	4,52	0,76	0,60	0,27	0,05	0,54	5,46	99,78
163	139,9	»	72,12	1,64	13,38	5,03	0,30	0,50	0,15	0,05	0,52	5,44	99,13

Примечание. Химический состав определен рентгеноспектральным силикатным анализом на приборе СРМ-2 Б. А. Цимошенко и Н. Ю. Бунаковой (ВСЕГЕИ). Глубина отбора соответствует номерам исследованных образцов.

еще свой призматический облик, или находится в общей массе в смеси с другими глинистыми минералами. Пластинки серицита слегка расщепляются, деформируются и даже изгибаются, окаймляя зерна полевого шпата и кварца.

Смешанослойный минерал (тип иллит+монтмориллонит) представлен тонкодисперсной массой с чешуйчатым погасанием, улавливается только рентгенографическим и термическим анализами. В породе его содержание достигает 30%.

Гётит находится в тонкодисперсном состоянии, распределен в породе неравномерно, создавая пятнистые и полосчатые микротекстуры, иногда тонкой каемкой окружает зерна измененного полевого шпата и кварца. В породе его содержание достигает 6%.

В нижних частях этой зоны встречаются зерна реликтового доломита ромбоэдрической формы с размером зерен 0,06—0,12 мм. Пирит встречается в этой толще либо в виде небольших (0,06—0,12 мм) кристаллов, либо в виде неправильных зерен или агрегатов.

Алевритовая часть представлена кварцем и сильно разрушенными монтмориллонитизированными и серицитизированными полевыми шпатами, местами сливающимися с общей тонкодисперсной массой. Кварц имеет коррозионную форму, зерна частично растворены и замещены слюдистым материалом; разбиты многочисленными трещинками, выполненными субмикроскопическими включениями, жидкими и газообразными, иногда с многочисленными листочками серицита. Встречаются и регенерируемые обломки кварца.

Рентгеновский анализ ориентированных образцов пород слюдистой толщи показывает, что основной минеральной фазой является высокоглиноземистая слюда типа $2M_1$ (серицит) и смешанослойный минерал типа иллит+монтмориллонит. Дифференциально-термический анализ (ДТА) подтверждает описанный выше минеральный состав, причем для ДТА отбирались образцы через каждые 30 см вверх по профилю слюдистой толщи. Мощность слюдистой толщи 16,5 м.

Каолинитовая толща выделена и изучена по керну скв. 163. Поскольку керн в плохой сохранности, нет уверенности, что в разрезе этой скважины существовала только каолинитовая толща. Вероятнее всего, слюдистая толща не сохранилась.

Макроскопически породы не отличаются от пород слюдистой толщи. Цвет их серовато-желтый, буровато-серый. Сохраняются неясные псевдообломочные текстуры. Объемный вес 2,48 г/см³, пористость 8%. В шлифах видна сгустковая и колломорфная структура, обусловленная неравномерным распределением окисного железа. Минеральный состав толщ: каолинит, гётит, шамозит, кварц, гематит.

Каолинит — основной минерал толщи; в шлифах виден в форме червеобразных агрегатов и чаще в виде плохо раскристаллизованной слабо-двупреломляющей массы. По данным ДТА, содержание его достигает 35%. Развивается по полевым шпатам и серициту. В нижних частях толщи червеобразные агрегаты каолинита развиваются по плоскостям спайности и краям кристаллов полевых шпатов с сохранением неизменных участков. В верхних горизонтах кристаллы полевого шпата замещены каолинитом полностью, но призматический и таблитчатый габитус исходных кристаллов остается. Присутствие реликтов полевых шпатов регистрируется и рентгенографическим анализом.

Гётит в количестве до 5% находится в тонкодисперсном виде и распределен в породе неравномерно, обуславливая полосчатую, пятнистую, сгустковую микротекстуру; нередко он образует оолитовые стяжения до 2 мм.

В незначительном количестве устанавливается серицит, очень мелкие (>0,05 мм) пластинки которого изредка видны в шлифе и довольно четко фиксируются.

Заслуживает внимания тот факт, что на протяжении всей толщ встречается высокоглиноземистый шамозит — бертьерин. Его присутствие прослеживается как на дифрактограммах, так и в шлифах, где он

Результаты рентгеноструктурного анализа оолитов Сторожевого участка (скв. 3833)

<i>I</i>	<i>2I</i>	θ	<i>d</i>	d_{SiO_2}	<i>d</i> (исправленное)	Содержание Al-гётита, %
5	29,8	7,45	7,47	—	—	—
2	35,0	8,75	6,36	—	—	—
2	38,8	9,70	5,75	—	—	—
2	53,8	13,45	4,17	4,24	—	—
2	54,9	13,725	4,08	—	4,15	15
5	62,20	15,55	3,61	4,22	3,68	—
10	68,20	17,05	3,50	3,34	—	—
2	78,50	19,625	2,88	—	2,92	—
2	81,80	20,45	2,722	—	2,80	—
3	85,50	21,25	2,673	—	2,70	—
5	90,10	22,525	2,528	—	2,56	—
2	91,70	22,925	2,486	—	2,516	—
2	94,50	23,625	2,417	2,45	2,437	12
—	93,60	24,65	2,322	—	—	—
—	101,80	24,45	2,254	2,280	—	—
—	103,40	25,85	2,222	2,231	—	—
—	118,90	29,725	1,953	1,975	—	—
—	129,80	32,45	1,805	1,813	—	—
—	134,70	33,675	1,747	—	—	—
—	139,60	34,75	1,699	—	1,705	18
—	140,30	34,075	1,685	—	—	—
—	142,80	35,70	1,668	—	—	—
—	157,0	36,25	1,638	1,656	—	—
—	159,70	39,925	1,509	—	—	—
—	163,90	40,975	1,477	1,450	—	—

Примечание. 1. Анализ выполнен во ВСЕГЕИ Л. Н. Фурмаковой. 2. Внутренний стандарт — cSiO_2 ; FeK_{α} -излучение.

наблюдается в виде мельчайших чешуек или чешуйчатых агрегатов, либо в виде коллоидных выделений. По данным ДТА, количество его в породе достигает 10%. Наличие высокоглиноземистого шамозита является одним из признаков, разрешающим сопоставлять по составу каолинитовую толщу с каолинитовой зоной коры выветривания. Вторичным шамозит в данном случае быть не может, так как перекрывается толща песчаниками, в которых он отсутствует.

Кварц, как и в слюистой зоне, сильно корродирован, мутный, участками замещенный каолинитом. В виде мельчайших агрегатов встречается гематит, равномерно распределенный по породе или образующий отдельные линзовидные скопления.

Дифференциально-термический анализ, проведенный по всему профилю каолинитовой толщи, подчеркивает существенно каолинитовый ее состав. Мощность каолинитовой толщи 6 м.

Гётит-каолинитовая толща изучена по двум образцам, любезно предоставленным авторам В. Я. Колобяниным, анализ которых дал новый интересный материал.

По текстурно-структурным особенностям толща может быть отнесена к переотложенным продуктам латеритного выветривания. Представлена глинистыми породами желтовато-бурого цвета, оолито-обломочной структуры. Детально изучены оолиты и цемент.

Размер оолитов колеблется от 1,2 до 4 мм. Ядро оолита, как правило, образовано кварцем. Обломки кварца алевритовой размерности, угловатоокатанные, располагаются ориентированно по концентру. Каолинит и гётит — основные минеральные фазы оолита, что четко отражается на дифрактограммах. Каолинит присутствует в тонкодисперсном состоянии или же в виде кристаллических агрегатов, которые часто каемками окружают терригенные зерна, заполняют поровые пространства, замещают сами зерна. Гётит находится в тонкодисперсном состоянии в смеси с каолинитом. Наряду с гётитом присутствует и гематит. Кроме основных породообразующих минералов встречаются хлорит и серицит. Впервые в этой зоне определен бёмит в количестве 3—5%. Его диагностика осуществлена рентгеноструктурным анализом по рефлексам 6,07 и 2,31 Å.

Химический состав пород гётит-каолининовой толщи, %

Обр. 3833 (гл. 65,1 м)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
Оолиты	37,95	0,99	19,39	30,34	0,42	0,1	—	0,12	0,13	0,5	0,12	6,07	101,16
Цемент	65,52	1,30	20,34	4,50	Не опр.	Не опр.	0,18	0,19	0,09	0,6	Не опр.	8,38	101,11

Примечание. Анализы выполнены в ХАЛ ВСЕГЕИ на приборе СРМ-2 А. Е. Галицким.

В структурной решетке гётита и рентгеноструктурным анализом фиксируется алюмогётит в количестве 12—18%. Данные анализа по определению алюмогётита приведены в табл. 2. Такое содержание алюмогётита в гётите дает дополнительное основание предполагать латеритный характер размывающихся кор выветривания.

Сцементированы оолиты алевропелитовой массой кварц-каолининового состава. Тип цементации — базальный. Перенос материала был незначительный, на что указывают угловатые обломки кварца с матовой поверхностью.

Химический состав оолитов и цемента приведен в табл. 3. Минеральный состав продуктов переотложения, а также наличие шамозита и высокоглиноземистой слюды 2M₁ в слюдистой и каолининовой толщах позволяют сопоставлять их с профилями латеритных кор выветривания. Отсутствие бокситов на изученной площади может быть обусловлено либо их последующей эрозией, либо неблагоприятным субстратом для их образования.

Корреляция разрезов девона западного и восточного склонов Северного Урала позволяет рассматривать большеколчимскую свиту Красновишерского района в качестве возрастного аналога субровского бокситоносного горизонта Североуральского района. Подтверждением этому служат: 1) прямая корреляция такатинской свиты с карпинским горизонтом, перекрывающим субровский бокситоносный горизонт [3, 4]; 2) залегание такатинской свиты на западном склоне Северного и Приполярного Урала на разновозрастных отложениях — силура (Красновишерский р-н) и нижнего девона (бассейн р. Печоры) [1], что в общем плане соответствует залеганию карпинского горизонта на разновозрастных отложениях нижнего девона и реже верхнего силура, т. е. большеколчимская свита и субровский горизонт залегают между отложениями эйфеля и нижнего девона, либо эйфеля и силура; 3) проявление в течение времени от ордовика до среднего девона одной ранне- и среднедевонской эпохи корообразования [2].

Таким образом, большеколчимская свита и субровский бокситоносный горизонт одновозрастны. Они сформировались в одну эпоху корообразования, с которой, возможно, связаны и бокситы Тимана.

Принадлежность большеколчимской свиты к эпохе, в период которой были сформированы месторождения бокситов Урала, наличие в ее составе продуктов латеритного выветривания приводят к необходимости более широкого изучения этих образований в пределах западного склона Урала и прилегающих районов Русской плиты с целью оценки их бокситоносности.

Литература

1. Кондаин О. А. Западный склон Северного и Приполярного Урала.— В кн.: Девонская система. Кн. 1. М.: Недра, 1973, с. 290—303.
2. Михайлов Б. М. Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли.— В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 22—32.
3. Ржонсницкая М. А. Граница нижнего и среднего девона на территории СССР.— Сов. геология, 1974, № 6, с. 20—23.
4. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1980.

УДК 551.311 : 550.4(477)

**О РАСПРЕДЕЛЕНИИ Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ ГАББРО-НОРИТОВ
ВОЛОДАРСК-ВОЛЫНСКОГО МАССИВА**

БОРИСЕНКО Л. Ф., ЧУДИНОВ В. И.

С помощью ядерно-физических методов определено содержание Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe в габбро-норитах, слагающих их минералах, а также в различных зонах коры выветривания, развитой на габбро-норитах. Установлено, что в каолининовой зоне накапливаются Sc, Ta, Hf и Zr, но частично выносятся Co.

Коры выветривания широко распространены на габброидах Коростенского плутона (Украинский щит). Их строение, минеральный и химический состав изучены и описаны в работах [1, 7, 10, 13, 16 и др.]. Возраст коры габброидов Коростенского плутона среднепозднеюрский — раннемеловой; мощность 10—40 м. Она повсеместно перекрыта более поздними отложениями. Несмотря на весьма тщательное исследование кор выветривания Коростенского плутона, имеющиеся в литературе данные о распределении в них редких элементов чрезвычайно ограничены [3, 10]. Используемые нами ядерно-физические методы (нейронно-активационный и флуоресцентный рентгенорадиометрический [2, 17]) позволили с высокой чувствительностью и точностью провести определения Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe в коре, развитой на рудных габбро-норитах Володарск-Волынского массива анортозитов. Высокая чувствительность определения указанных элементов дала возможность впервые охарактеризовать изменение их концентраций в различных зонах коры выветривания этого массива.

Анализы выполнены одним из авторов. Определение циркония проводилось методом флуоресцентного рентгенорадиометрического анализа (ФРРА) с использованием возбуждающего источника ^{109}Cd активностью 80 мКи и регистрацией излучения многоканальным спектрометром с Si(Li) ППД. Для изучения остальных элементов применялся инструментальный вариант нейронно-активационного анализа (ИНАА) с облучением проб в ядерном реакторе типа ТВР потоком тепловых нейтронов $1,2 \cdot 10^{13}$ нейтрон/см²·с. Для регистрации наведенной активности использовался многоканальный спектрометр с коаксиальным Ge(Li) ППД. Основные характеристики спектрометрической аппаратуры и условий определения изучаемых элементов приведены в табл. 1. Помехой при анализе являлся большой комптоновский фон, создаваемый радиоизотопами Co, Sc, Fe. Присутствие этих элементов в пробах в достаточно больших количествах значительно снижает чувствительность и затрудняет определение Ta и Hf. Для устранения этой помехи определение Ta и Hf проводилось с применением планарного германиевого детектора в области энергий 50—150 кэВ, позволяющего значительно снизить предел обнаружения указанных элементов.

Рудные габбро-нориты Володарск-Волынского массива, на которых развита исследованная кора выветривания, имеют следующий минеральный состав, %: плагиоклаз 40—70, пироксен 15—30, биотит 1—10, апатит 1—5, ильменит 5—10, титаномagnetит 1—4. Плагиоклаз соответствует андезит-лабродору № 48-52. Количество моноклининого и ромбического пироксена примерно одинаковое. Средний химический состав габбро-норитов, % (5): SiO₂ 48,33; TiO₂ 4,77; Al₂O₃ 16,09; Fe₂O₃ 0,28;

Условия определения Sc, Co, Ta, Hf, Zr и Fe

Метод	Элемент	Радиоизотоп	Период полураспада, дни	Энергия аналитической линии, кэВ	Тип анализатора	Тип детектора	Рабочая область энергий, кэВ	Разрешение, кэВ	Предел обнаружения, г/т
ИНАА	Скандий	^{48}Sc	84	889	АИ-4096	ДГДК-50А	100—2000	3,2	0,5
	Железо	^{59}Fe	44,6	1090	АИ-4096	ДГДК-50А	100—2000	3,2	$5 \cdot 10^3$
	Кобальт	^{60}Co	5,3*	1333	АИ-4096	ДГДК-50А	100—2000	3,2	0,5
	Гафний	^{181}Hf	42,5	133	АИ-4096	ДГДК-50А	100—2000	3,2	2,0
				487	—	—	—		2,5
				133	LP-4840	PGT	50—150	0,68	1—2
	Тантал	^{182}Ta	115,1	1221	АИ-4096	ДГДК-50А	100—2000	3,2	2
				67,8	LP-4840	PGT	50—150	0,680	0,1
ФРРА	Цирконий	Возбуждающий источник ^{109}Co	—	15,8	LP-4840	БДРК-I-25	—	0,4	10

Примечание. Разрешения ДГДК по линии 1333 кэВ ^{60}Co , PGT—122 кэВ ^{182}Ta , БДРК-К $_{\alpha}$ —5,9 кэВ. ^{59}Fe .

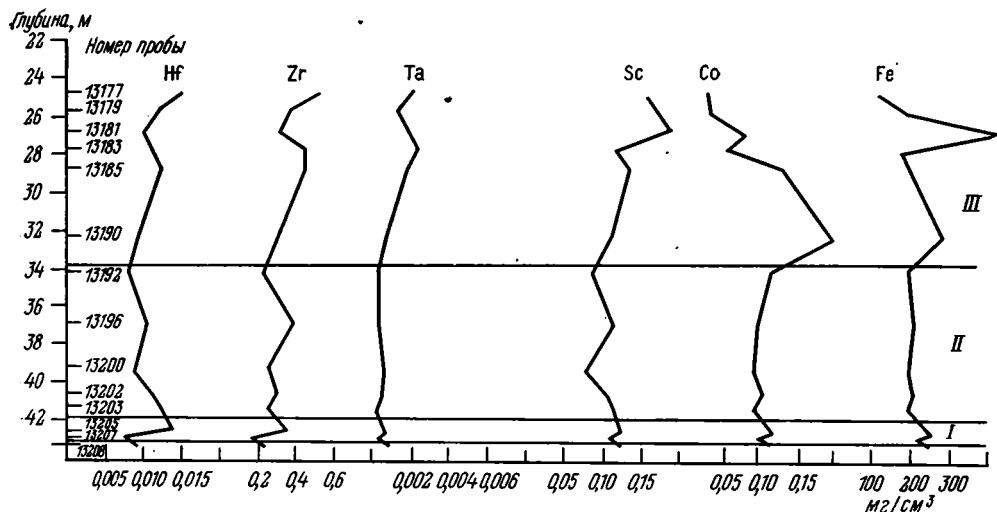
* Годы.

Таблица 2

Содержание Sc, Ta, Hf, Zr, Co в минералах рудных габбро-норитов, г/т

Минерал	Sc		Ta		Hf		Zr		Co	
	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание	пределы содержания	среднее содержание
Пироксен	54—120	79,4 (20)	0,21—0,51	0,34 (5)	4,9—8,3	6,2 (3)	42—110	76 (2)	72—130	95,7 (19)
Полевой шпат	0,26—0,67	0,43 (22)	0,01—0,12	0,05 (4)	0,4—2,0	0,92 (5)	—	<20 (2)	0,23—2,3	1,1 (21)
Ильменит	53—75	63,3 (25)	3,4—9,9	7,6 (10)	6,8—22	14,0 (14)	380—530	455 (2)	62—100	80,3 (25)
Титаномагнетит	17—34	24,3 (6)	0,15—0,2	0,18 (2)	—	—	—	—	11—61	42,2 (6)
Апатит	0,26—0,6	0,45 (5)	—	<0,5 (3)	4,8—11	7,0 (3)	—	—	≤0,6—2,5	1,0 (5)

Примечание. В скобках приведено число проб.



Распределение Sc, Ta, Hf, Zr, Co и Fe в коре выветривания габбро-норитов (I—III — зоны)

FeO 8,96; MgO 5,42; CaO 10,34; Na₂O 2,92; K₂O 1,40; P₂O₅ 1,36; H₂O 0,13 [5].

Концентрации редких элементов и кобальта в рудных габбро-норитах массива составляют, г/т: Sc 12—50, Zr 75—190, Hf 3—6, Ta 0,4—2 и Co 22—37. Редкие элементы (Sc, Ta, Hf), а также Co собственных минералов в породах субстрата не образуют, а содержатся в виде примеси главным образом в пироксене и ильмените (табл. 2). В этих же минералах содержится примесь Zr. Кроме того, в породе могут присутствовать мельчайшие включения акцессорного циркона.

В пироксене обнаружено, г/т: Sc до 120, Co до 130, Zr до 290, Ta до 2 и Hf до 8,3. В ильмените установлено, г/т: Sc до 75, Co до 100, Zr до 550, Ta до 9,9, Hf до 22. Полевой шпат характеризуется очень низкими концентрациями скандия ($\leq 0,7$ г/т), кобальта ($\leq 2,3$ г/т), тантала, гафния ($< 0,5$ —1 г/т) и циркония (< 20 г/т). Таким образом, главными минералами-концентраторами редких элементов и кобальта в рудных габбро-норитах являются пироксен и ильменит. Титаномагнетит, хотя и содержит Sc до 34 г/т, Co до 61, Ta до 0,2, Zr до 100 и Hf до 3 г/т, значительной роли в общем балансе редких элементов не играет, так как его количество в породе обычно невелико (≤ 1 —2%). Вклад полевых шпатов в общий баланс содержащихся в габбро-норите редких элементов и кобальта также ограничен, так как концентрации Sc, Ta, Zr, Hf и Co в нем очень малы (см. табл. 2). Согласно нашим расчетам, выполненным с учетом средних содержаний минералов в породе, на долю пироксенов приходится, %: Sc 78,6; Co 76,8; Zr 33,3; Ta 35,7; Hf 44,4 от общего количества этих элементов, находящихся в рудном габбро-норите Володарск-Волынского массива. Соответственно на долю ильменита приходится, %: Sc 18,7; Co 19,4; Zr 60,1; Ta 42,9; Hf 30,6. Остальные минералы (полевой шпат, титаномагнетит, апатит) содержат около 3—20% редких элементов от общего их количества, заключенного в породе.

Исследованная кора выветривания, образовавшаяся на рудных габбро-норитах массива, имеет хорошо выраженную зональность. В ее разрезе наблюдаются три зоны (снизу вверх): I — дезинтеграции, II — монтмориллонитовая, III — каолининовая (фигура). В монтмориллонитовой и, особенно, в каолининовой зоне, часто встречаются участки, обохренные гидроокислами железа. Последовательность минеральных преобразований в коре выветривания габброидов, очевидно, такова: плагиоклаз → каолинит; пироксен → гидрохлорит → каолинит; биотит → гидробиотит → каолинит; ильменит → лейкоксенизированный ильменит и гидроокислы железа [7, 10, 13].

Проведенные нами расчеты показали, что среди породообразующих элементов в коре выветривания рудных габбро-норитов Володарск-Волынского массива наиболее подвижны магний, натрий, калий, кальций, а наименее — алюминий и титан. Ряд подвижности выглядит следующим образом: $Mg > Na, K, Ca > Mn > Si > Fe > Al > Ti$. Из зоны *I* наиболее активно выносились Mg, Ca, Al , из зоны *II* — Mg, Ca, Na, K, Si , из зоны *III* — K, Mn . В целом наиболее слабому выносу были подвержены Al и Ti , что совпадает с другими объектами Коростенского плутона [3, 13]. Алюминий почти весь связывался каолинитом. Накопление Ti в коре выветривания происходило главным образом за счет незначительной лейкоксенизации ильменита, которую он испытал в процессе корообразования. При этом изменения состава ильменита коснулись главным образом выноса двухвалентного железа, но не титана. Количество TiO_2 в лейкоксенизированном ильмените (зона *III*) увеличилось примерно на 4% по сравнению с ильменитом из субстрата. Средний химический состав измененного ильменита из каолинитовой зоны коры выветривания габброидов описываемого массива, % [13]: TiO_2 54,3; FeO 23,1; Fe_2O_3 18,4.

Исследованные нами элементы, согласно В. М. Гольдшмидту, могут быть разделены на две группы: малоподвижные элементы — гидролизаты (скандий, тантал, гафний, цирконий) и растворимые катионы (двухвалентные кобальт и железо). Подобное деление проведено с учетом значений ионного потенциала, который является одной из важных величин, отражающей возможность выноса элемента при химическом выветривании (ионный потенциал представляет собой отношение заряда к радиусу иона Z/r). У элементов-гидролизатов ($Sc^{3+}, Hf^{4+}, Zr^{4+}, Ta^{5+}$) Z/r колеблется от 3,6 до 7,6, а у растворимых катионов (Co^{2+} и Fe^{2+}) составляет 2,5. Эти данные отвечают группировке элементов, сделанной В. М. Гольдшмидтом по значениям Z/r . Принятое им граничное значение раздела между двумя группами (элементов-гидролизатов и растворимых катионов) равно 3.

Распределение исследованных элементов в профиле коры выветривания показано на фигуре, а их концентрации и абсолютные содержания по профилю коры, рассчитанные с помощью изовалюметрического метода [10], — в табл. 3—5.

Элементы первой группы (Sc, Ta, Hf, Zr) в коре выветривания рудных габбро-норитов ведут себя как инертные (Zr) или слабоподвижные (Sc, Ta, Hf). В целом в коре происходит накопление всех указанных элементов. В особенности это касается каолинитовой зоны (см. табл. 3), где коэффициенты устойчивости K_v^1 составляют: для Sc 1,17, Hf 1,22, Ta 1,46, Zr 1,69. Эта же тенденция распределения редких элементов в коре выветривания подтверждается на примере других массивов [6, 11, 12, 14].

Содержания Sc и Ta в зонах *I* и *II* (по отношению к субстрату) убывают соответственно на 20,1 и 46,2%. Однако в зоне *III* происходит их накопление: Sc на 36,9% и Ta на 92,3%; Zr накапливается во всех трех зонах коры выветривания всего на 68,6%; Hf — в зонах *I* и *III* (на 30,5%) с незначительным выносом в зоне *II* (на 8,4%). Таким образом, Sc и Ta проявляют в зонах дезинтеграции и монтмориллонитовой большую подвижность по сравнению с Hf и Zr . Поведение рассмотренных редких элементов при выветривании габбро-норитов, вероятнее всего, существенно зависит от распределения их в породообразующих и рудных минералах этих пород. Так как значительная часть Sc и Ta содержится в породообразующих минералах (пироксен) габбро-норитов, указанные элементы могут довольно заметно выноситься в начальной стадии процесса выветривания, когда интенсивно разрушаются силикаты субстрата. Концентрация Sc в клинопироксене габбро-норитов (см. табл. 1) достигает 120, а Ta — 2 г/т. Часть Sc , высвобождающаяся при разрушении породообразующих минералов, может сорбироваться глинистой фракцией и гидро-

¹ K_v — отношение абсолютных содержаний элемента в 1 см³ выветрелой породы и исходного субстрата.

Содержание Sc, Co, Hf, Zr, Ta и железа в коре выветривания
габбро-норитов Володарск-Волынского массива

Зона	Номер пробы	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	Sc, г/т	Co, г/т	Hf, г/т	Zr, г/т	Ta, г/т	Fe, %
III	13177	24,7	1,92	84	20	8,0	270	1,20	7,0
	13179	25,7	2,06	84	20	5,5	180	0,79	10,0
	13181	26,7	2,09	94	42	4,8	150	0,92	22*
	13183	27,7	2,17	55	30	5,0	200	1,10	8,4
	13185	28,6	2,20	64	64	5,6	200	1,0	9,7
	13190	32,2	2,30	52	90	4,3	140	0,41	13*
	Среднее	—	2,12	72	44	5,5	190	0,90	11,7
II	13192	34,0	2,40	39	51	3,7	100	0,25	8,9
	13196	36,8	2,84	43	39	3,9	140	0,26	8,2
	13200	39,3	2,84	30	37	3,2	100	0,33	7,3
	13202	40,5	2,85	41	38	3,9	110	0,27	7,6
	13203	41,1	2,80	—	37	4,4	100	0,24	7,9
	Среднее	—	2,75	38	40	3,8	110	0,27	8,0
I	13205	42,5	3,10	42	40	4,7	130	0,28	8,3
	13207	42,9	3,16	38	34	2,5	51	0,20	7,3
	Среднее	—	3,13	40	37	3,6	90,5	0,24	7,8
Габбро-норит	13208	43,1	3,18	41	37	3,0	75	0,40	7,6

* Ожелезненные участки каолиновой зоны.

Таблица 4

Распределение Co, Fe, Sc, Hf, Ta, Zr в коре выветривания
рудных габбро-норитов

Зоны	Co			Fe			Sc		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
III	0,933	-0,0167	-14,2	48,0	+28,0	+11,6	0,152	+0,048	+36,9
II	0,110	-0,0058	-4,9	220,0	-24,1	-10,0	0,104	-0,021	-16,2
I	0,158	-0,0019	-1,6	244,1	+2,4	+1,0	0,125	-0,005	-3,9
0	0,177	—	—	241,7	—	—	0,130	—	—
Общий вынос	—	-0,244	-20,7	—	+8,7	+2,6	—	+0,022	+16,8

Зоны	Hf			Ta			Zr		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
III	0,0116	+0,0011	+11,6	0,0019	+0,0012	+2,3	0,403	+0,100	+1,8
II	0,0105	-0,0008	-8,4	0,0007	-0,0001	-7,7	0,303	+0,020	+3,4
I	0,0113	+0,0018	+18,9	0,0008	-0,0005	-38,5	0,283	+0,044	+18,4
0	0,0095	—	—	0,0013	—	—	0,239	—	—
Общий вынос	—	+0,0021	+22,1	—	+0,0006	+46,1	—	+0,164	+68,6

Примечание. 1—содержание элемента, мг/см²; 2—вынос элемента, мг/см²; 3—вынос элемента в процентах от содержания в исходной породе.

Таблица 5

Коэффициенты устойчивости элементов

Зона	Co	Fe	Sc	Hf	Ta	Zr
III	0,79	1,03	1,17	1,22	1,46	1,63
II	0,93	0,80	0,91	1,11	0,54	1,27
I	0,98	1,01	0,96	1,19	0,62	1,18
0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Таблица 6

Изменение содержаний Sc, Ta, Co в ильмените коры выветривания

Номер скважины	Номер образца	Глубина, м	Города, содержащая ильменит	Содержание, г/т		
				Sc	Ta	Co
1527	10336	19,0—25,0	Каолинитовая	67	9,3	88
	10337	25,0—30,6	»	61	10,2	110
	10338	30,6—35,3	Габбро-норит выветрелый	57	7,0	110
	10339	35,3—37,5	»	58	3,4	100
4662	10401	13,5—14,8	Каолинитовая	78	11,3	67
	10402	14,8—19,8	»	70	8,7	96
	10403	19,8—2,60	Габбро-норит выветрелый	63	7,2	91
	10404	26,0—32,4	»	63	7,1	76

Таблица 7

Изменение содержаний Zr и Hf в коре выветривания рудного габбро-норита

Зона	Содержание, г/т		Zr/Hf
	Zr	Hf	
Каолинитовая (III)	190	5,5	34,5
Монтмориллонитовая (II)	110	3,8	28,9
Дезинтеграции (I)	90,5	3,6	25,1
Рудный габбро-норит	75	3,0	25,0

окислами Fe. В результате наблюдается некоторое повышение содержания Sc в каолинитовой зоне и особенно на некоторых участках, обохренных гидроокислами Fe. Последнее согласуется с экспериментальными данными [8].

Накопление Sc и Ta (также Zr и Hf) в зоне III, вероятнее всего, в значительной степени связано с большей устойчивостью ильменита по сравнению с пироксенами. В процессе выветривания происходит лишь частичная его лейкоксенизация, в результате которой наблюдается повышение концентрации содержащихся в нем Sc и Ta (табл. 5, 6). Аналогичное явление наблюдается в лейкоксенизированном ильмените россыпей [4]. Коэффициент концентрации, представляющий собой отношение содержаний этих элементов в ильмените каолинитовой зоны и ильмените субстрата, для Sc равен 1,1—1,4 и для Ta 1,1—2,5. Таким образом, присутствие лейкоксенизированного ильменита в зоне III способствует накоплению в ней Sc и Ta.

Характерно, что в процессе выветривания исследованных рудных габбро-норитов происходит частичное разделение пары элементов Zr и Hf. Эта особенность отмечалась также в работах [6, 11, 14, 15] на примере кор выветривания, развитых на гранитах, габбро-диоритах, амфиболитах, углистых сланцах. В нашем случае величина Zr/Hf увеличивается от 25 в субстрате до 34,5 в каолинитовой зоне (см. табл. 7). Такое распределение Zr и Hf в коре, вероятно, зависит от несколько большей подвижности Hf по сравнению с Zr. Не исключено, что концентрации Zr в коре выветривания способствовало присутствие микровключений циркона, который, как известно, в экзогенных условиях ведет себя как весьма стойкий минерал [9]. В целом ряд подвижности исследованных элементов-гидролизатов в коре выветривания рудных габбро-норитов выглядит следующим образом: $Sc > Hf > Ta > Zr$.

Что же касается кобальта, относящегося к группе растворимых катионов, то он выносится из всех трех зон коры выветривания (см. табл. 4). Особенно значительно это происходит в зоне III, для которой коэффициент устойчивости Co равен 0,79. Общий вынос Co по отношению к субстрату составляет 20,7%. Однако на границе II и III зон, где встречаются обохренные участки, происходит его локальная концентрация до 90 г/т (см. фигуру). Содержание железа на этом участке составляет

13%, тогда как на большинстве других участков коры не превышает 7—10% Fe. Характерно, что в отличие от кобальта снижение содержания железа в породах коры сопровождается повышением концентрации в них Ta, Hf и Zr (см. фигуру).

В изученных габбро-норитах основная часть (~75%) Co содержится в пироксене, который неустойчив в коре выветривания и легко разрушается. Двухвалентный кобальт, содержащийся в этом минерале, освобождается. Происходит также частичный вынос Co из лейкоксенизированного ильменита (см. табл. 6), где он содержится в виде Co^{2+} . В результате для коры выветривания рудных габбро-норитов Володарск-Волинского массива, так же как для рудных троктолитов Чеповичского массива [3], характерен довольно заметный вынос кобальта по всему профилю, что отмечено также для амфиболитов и габбро [10]. Повышение концентрации Co на обохренных участках зоны III, вероятнее всего, объясняется сменой валентности Co^{2+} на Co^{3+} и сорбцией трехвалентного кобальта гидроокислами железа.

* * *

В заключении отметим, что одним из важных факторов, повлиявших на характер поведения исследованных редких элементов и кобальта в процессе корообразования, является специфика их распределения в минералах субстрата. Главными минералами — концентраторами этих элементов в рудных габбро-норитах Володарск-Волинского массива являются пироксены и ильменит. Относительно легкое разрушение пироксенов в условиях выветривания способствовало освобождению и частичному выносу содержащихся в них Sc, Ta, Hf и Co. Наоборот, более стойкий ильменит удерживал в своем составе все указанные элементы, за исключением кобальта. Скандий и тантал выносились из зон I и II, гафний — из зоны II, а кобальт из всех трех зон. Только для циркония характерно накопление во всех зонах профиля коры выветривания. Возможно, что это явление связано с наличием в коре (и субстрате) мельчайших включений акцессорного циркона. В целом в изученной коре выветривания наблюдается накопление скандия, тантала, гафния и циркония и некоторый вынос кобальта (около 21% от его содержания в субстрате). Это согласуется с представлениями Н. М. Страхова об инертных (Sc, Ta, Hf, Zr) и подвижных (Co) элементах. Максимальная концентрация Sc, Ta, Zr характерна для каолиновой зоны, что в значительной степени обусловлено повышенной сорбционной емкостью каолинита. Достаточно высокая сорбционная емкость гидроокислов железа также способствует некоторому накоплению на участках ожелезнения скандия и кобальта.

В процессе корообразования наблюдается частичное разделение пары Zr—Hf при преимущественном накоплении Zr и увеличение величины Zr/Hf снизу вверх по разрезу коры. Ряд подвижности исследованных элементов выглядит следующим образом: $Co > Fe > Sc > Hf > Ta > Zr$. Элементы-гидролизаты (Sc, Hf, Zr, Ta) в изученной коре выветривания явно менее подвижны по сравнению с кобальтом.

Литература

1. Басс Ю. Б., Борисенко С. Т., Кондрачук В. Ю., Эльянов М. Д. Древние коры выветривания Украины.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 4—35.
2. Бахматов Б. А., Ермолаев Б. В., Ершова В. А. и др. Основные направления использования и развития ядерно-физических методов анализа при геохимических исследованиях.— В кн.: Геохимические поиски редкометалльных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1982, с. 81—87.
3. Борисенко Л. Ф., Крупенькина Н. С. Кора выветривания рудных троктолитов и особенности распределения в ней скандия, ванадия и кобальта.— Литология и полезные ископаемые, 1982, № 3, с. 39—47.
4. Борисенко Л. Ф., Полканов Ю. А., Сотсков Ю. П. Скандиенность россыпных месторождений ильменита и циркона.— В кн.: Экзогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования. М.: ИМГРЭ, 1972, с. 33—38.

5. *Борисенко Л. Ф., Проскурин Г. П., Крупенькина Н. С., Воллосович Н. Н.* Рудоносные габбро-нориты Володарск-Волынского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 47—56.
6. *Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 55—64.
7. *Бучинская Н. И.* Кора выветривания пород Волынского габбро-анортзитового массива.— В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, с. 125—152.
8. *Гребениčkова В. И., Прокудина А. Ф.* Соосаждение скандия, европия, лантана гидроокисью железа.— В кн.: Редкоземельные элементы. М.: Наука, 1963, с. 187—190.
9. Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976. 150 с.
10. *Лисицына Н. А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 255 с.
11. *Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Мельникова Н. Д. и др.* К геохимии циркония и гафния в мезозойском седиментогенезе Таджикской депрессии.— Геохимия, 1981, № 1, с. 106—120.
12. *Подпорина Е. К.* Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2, с. 454—457.
13. *Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф. и др.* О корях выветривания габброидов Волыни и содержащемся в них ильмените.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 6—17.
14. *Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Трунова В. А.* Nb, Ta, Zr, Hf в корях выветривания Кокчетавского поднятия (С. Казахстан).— В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: Наука, 1979, с. 19—56.
15. *Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Шипицин Ю. Г.* Редкие элементы в корях выветривания Юга Сибири.— В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983, с. 129—137.
16. *Эльянов М. Д., Додатко А. Д.* Обзор изученности коры выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Коры выветривания на территории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, с. 23—42.
17. *Якубович А. Л., Зайцев Е. И., Пржиялговский С. М.* Ядерно-физические методы анализа минерального сырья. М.: Атомиздат, 1973. 391 с.

Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов,
Москва

Поступила в редакцию
18.I.1985

УДК 551.311 : 550.4 (571.5)

**НИОБИЙ, ТАНТАЛ, ЦИРКОНИЙ, ГАФНИЙ
В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗААНГАРСКОГО
ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)**

ЦИБУЛЬЧИК В. М., СОЛОТЧИНА Э. П., ШИПИЦЫН Ю. Г.

В статье рассмотрено распределение Nb, Ta, Zr, Hf в коре выветривания фойяитов, их микроклинизированных и альбитизированных разновидностей, ийолитов и пегматитов. Содержания указанных элементов в объектах исследований определены нейтронно-активационным и рентгенорадиометрическими методами. Распределение элементов в профилях выветривания анализировалось изобъемным методом. Установлено, что поведение изученных редких элементов при выветривании в значительной мере определяется минеральными формами их нахождения в исходных породах, а также составом продуктов гипергенного изменения этих пород. Показано, что глинистое вещество выветривания служит хорошим аккумулятором изученных редких элементов.

В обширной литературе, посвященной вопросам образования и геохимии кор выветривания, основное внимание уделено выветриванию ультраосновных и кислых пород. В этом плане продукты гипергенного изменения щелочных пород изучены сравнительно плохо [3], особенно в регионах к востоку от Урала. Специальных работ, посвященных геохимии редких элементов в корях выветривания щелочных пород на территории Сибири, мало [5, 12, 17]. В настоящей статье рассматривается распределение Nb, Ta, Zr, Hf в аллювии щелочных пород Заангарского массива на Енисейском кряже. В общих чертах картина поведения этих элементов в профилях выветривания на указанном объекте намечена авторами ранее [24]. Результаты детальных исследований по геохимии радиоактивных элементов (U, Th) в экзогенных образованиях названного массива приведена в работе [4].

Заангарский щелочной массив расположен в западной части Енисейского кряжа в долине р. Татарки, правого притока р. Ангары. Он сложен главным образом лейкократовыми разностями нефелиновых сиенитов — фойяитами, состоящими в основном из нефелина, микропертита, эгирина с акцессорными флюоритом, сфеном, ловенитом. В центральной прикровлевой части массива развиты меланократовые разновидности нефелиновых сиенитов — ийолиты, сложенные нефелином и эгирином с второстепенными микроклин-пертитом, сфеном и акцессорными флюоритом, апатитом, магнетитом, ловенитом. Пегматиты распространены как на площади массива, так и в его экзоконтактах. Широко проявленные постмагматические процессы обусловили образование микроклинизированных и альбитизированных разновидностей пород. Геологическое строение массива, его породы и минералы, а также геохимия породообразующих и редких элементов в процессе их образования детально освещены в работе [16].

Кора выветривания плащеобразно распространена на всех породах массива. Средняя мощность элювиального чехла составляет 10—15 м. По тектоническим зонам и контактам разного типа пород выветрелые продукты встречаются на глубинах до 60—80 м. В разрезах коры выветривания выделяются две зоны (снизу вверх): а) дезинтеграции (05—4 м); б) глинистого структурного элювия (5—20 м). Вещественный состав продуктов выветривания в выделенных зонах в существенной мере определяется составом исходных пород. По данным рентгеноструктурного анализа, в зоне дезинтеграции меланократовых нефелиновых сиенитов (ийолитов) среди новообразованных минералов наиболее распро-

странены вермикулит, монтмориллонит, в меньшей мере гидрослюда, каолинит. В той же зоне, залегающей на лейкократовых нефелиновых сиенитах (фойяитах), их микроклинизированных и альбитизированных разностях и пегматитах, присутствуют галлуазит, гидрослюда, реже монтмориллонит и каолинит. Вверх по разрезам количество новообразованных глинистых минералов возрастает. В верхних частях глинистого структурного элювия на ийолитах преобладают монтмориллонит, вермикулит, гидрослюда. Галлуазит, гидрослюда и каолинит являются основными глинистыми минералами в верхах профилей выветривания на фойяитах, их микроклинизированных и альбитизированных разностях и пегматитах. Возраст коры выветривания верхнемеловой — эоценовый [6]. Повсеместно выветрелые породы перекрыты маломощными четвертичными делювиальными отложениями. Следует отметить также, что изученная кора выветривания практически не преобразована более поздними гипергенными процессами и не содержит продуктов наложенной минерализации. Детальнее геология кор выветривания щелочных пород Енисейского кряжа и их вещественный состав освещены в работах [4—6].

Коренные породы и продукты их выветривания опробованы по керну скважин колонкового бурения. Гранулометрический анализ рыхлых образований кор выветривания выполнен в соответствии с рекомендациями В. А. Новикова [9] и Л. В. Рухина [15]. Количественные определения изученных элементов произведены Ю. Г. Шипицыным в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа ИГГ СО АН СССР. Содержание Ta и Hf установлены нейтронно-активационным методом, а Zr и Nb — рентгенорадиометрическим. Методики анализа изученных редких элементов изложены в работах [13, 14]. Глинистые минералы диагностированы и количественные соотношения между ними определены рентгеноструктурным методом (Э. П. Солотчиной). Полученные анализы, по рекомендации Н. А. Лисицыной [7], пересчитаны на абсолютные массы (мг/см³) с учетом изменения объемного веса исходных пород при выветривании.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗРЕЗАХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Проанализировав данные по распределению Nb, Ta, Zr, Hf в продуктах выветривания пород Заангарского щелочного массива (табл. 1), отметим следующее.

1. Среди исходных пород максимальные концентрации изученных редких элементов установлены в пегматитах массива. В них средние содержания составляют, г/т: Nb 738,7; Ta 31,4; Zr 6996,0; Hf 128,3. Минимальные количества этих элементов содержатся в фойяитах, не затронутых постмагматическими метасоматическими преобразованиями. Процессы микроклинизации и альбитизации обычно обуславливают повышение концентрации редких элементов в соответствующих разностях пород. Характерная особенность распределения изученных элементов в породах массива состоит в том, что они распространены в широком спектре породообразующих и акцессорных минералов, имеющих довольно сложный состав и весьма неустойчивых при выветривании. Так, ниобий помимо собственных минералов (главным образом пироклора, реже колумбита, эшинита, эвксенита) присутствует также в породообразующих (эгирине, арфведсоните, лепидомелане, полилитиионите) и акцессорных (велерите, астрофиллите, церий-манганите, тодороките, ильмените, сфене, рамзаите) минералах. Цирконий входит в состав более 20 минералов, наиболее распространенными из которых являются циркон, эвдиалит, катаплеит, минералы группы велерита, гельциркон. В небольших количествах (до 1,7%) этот элемент содержится в астрофиллите, пироклоре, ортите, ферриторите, сфене, ильмените, тодороките, эгирине, арфведсоните. В этих минералах обычен изоморфизм Zr с Hf, Ti, Nb, Ta, U, Th. Установлено, что в изученных микроклиновых разностях фойяитов Zr связан в основном с цирконом, весьма устойчивым к выветрива-

Таблица 1

Распределение редких элементов в продуктах выветривания Зангарского щелочного массива

Продукты выветривания	Зона	Объемный вес, г/см ³	Nb (148)				Ta (218)				Zr (247)				Hf (130)				Отношения	
			n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	Nb/Ta	Zn/Hf
Ийолиты	I	2,80	10	193,3	0,54	—	16	8,0	0,022	—	20	703,0	1,97	—	11	15,6	0,043	—	24,6	45,7
	II	2,21	3	179,0	0,39	0,72	4	8,1	0,017	0,77	8	565,8	1,25	0,63	4	9,7	0,021	0,49	23,2	59,5
	III	1,69	10	241,1	0,41	0,76	8	5,6	0,009	0,40	17	856,9	1,45	0,73	7	13,0	0,022	0,51	45,2	65,8
	IV	1,76	13	226,7	0,40	0,74	12	6,4	0,011	0,50	25	763,7	1,34	0,68	11	11,8	0,021	0,50	36,4	64,0
Фойяиты	I	2,60	10	80,0	0,21	—	10	3,9	0,010	—	10	600,0	1,56	—	10	12,0	0,031	—	20,8	50,3
	II	2,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	1,75	24	69,6	0,12	0,57	32	2,9	0,005	0,50	38	767,2	1,34	0,86	13	12,7	0,022	0,71	24,4	61,0
	IV	1,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроклинизированные фойяиты	I	2,58	5	138,0	0,35	—	10	5,5	0,014	—	15	716,6	1,85	—	8	12,0	0,031	—	25,0	59,7
	II	2,16	9	293,6	0,63	1,80	8	6,5	0,014	1,00	18	9829,2	21,23	11,5	7	134,3	0,290	9,3	45,0	73,0
	III	1,80	15	139,6	0,25	0,71	18	4,3	0,008	0,57	24	1204,3	2,16	1,2	13	20,5	0,037	1,2	31,2	58,4
	IV	1,91	24	197,3	0,37	1,05	26	5,0	0,010	0,71	42	4900,7	9,36	5,0	20	60,3	0,115	3,7	37,0	65,4
Альбитизированные фойяиты	I	2,60	10	500,0	1,30	—	10	20,0	0,052	—	10	2000,0	5,20	—	10	38,0	0,099	—	25,0	52,5
	II	2,06	20	532,9	1,10	0,84	38	9,3	0,019	0,36	22	3057,5	6,30	1,21	10	57,2	0,117	1,18	57,8	53,8
	III	1,75	9	456,6	0,80	0,61	21	8,9	0,015	0,29	18	2364,7	4,14	0,79	9	39,6	0,069	0,69	53,3	60,0
	IV	1,90	29	509,2	0,97	0,74	59	9,1	0,017	0,32	40	2745,7	5,22	1,00	19	48,9	0,093	0,94	56,9	56,1
Пегматиты	I	2,60	7	738,7	1,92	—	6	31,4	0,081	—	11	6996,0	18,19	—	6	128,3	0,33	—	23,7	54,6
	II	2,20	5	1387,5	3,05	1,59	20	20,0	0,044	0,54	15	13221,2	29,08	1,60	9	145,6	0,32	0,96	69,4	90,9
	III	1,76	11	566,9	1,00	0,52	17	12,1	0,021	0,26	21	6700,5	11,79	0,65	13	114,9	0,20	0,62	47,5	58,4
	IV	1,98	16	823,3	1,63	0,85	37	16,4	0,032	0,39	36	9417,5	18,64	1,02	22	127,5	0,25	0,78	50,9	74,0

Примечание. Зоны: I—исходные породы; II—дезинтеграции; III—глинистого структурного элювия; IV—неперезотложенной коры выветривания (в целом); n—число анализов; $\bar{x}$ —среднее содержание элемента, г/т; A—то же, мг/см³; K—коэффициент концентрации, представляющий отношение средних содержаний элемента (мг/см³) в зонах II, III, IV к соответствующим содержаниям в зоне I. В этой и следующих таблицах в скобках у индекса элемента—общее число анализов; прочерк означает отсутствие данных.

нию. Характерно также, что Ta и Hf, сопровождающие геохимически родственные элементы Nb и Zr, присутствуют по сравнению с ними в заметно подчиненном количестве. Величина Nb/Ta в породах массива изменяется в пределах от 20,8 до 25,0, а Zr/Hf — от 45,7 до 59,7. Подробно распределение редких элементов в коренных породах и минералах массива рассмотрено в работе [16].

2. В изученных разрезах и зонах коры выветривания происходит в основном вынос Nb и Ta, о чем свидетельствуют соответствующие значения коэффициентов концентрации (K_A) для этих элементов, не превышающие обычно единицы. Вынос Nb и Ta устанавливается также достаточно определенно в выветрелых продуктах щелочных пород Октябрьского массива в Приазовье [2, 11]. Накопление Nb отмечается лишь в зонах дезинтеграции микроклинизированных фоййитов и пегматитов, где K_A этого элемента больше единицы. Это, вероятно, следует связывать с высоким содержанием и неравномерным распределением минералов-концентраторов Nb в указанных исходных породах, а также с тем обстоятельством, что в зонах дезинтеграции эти минералы-концентраторы подвергнуты лишь начальным изменениям с несущественным освобождением и выносом Nb. Обычно значения K_A как для Nb, так и для Ta в зонах дезинтеграции выше, чем в зонах глин. Это свидетельствует о росте подвижности этих элементов по мере увеличения степени гипергенного изменения исходных пород вверх по профилям выветривания. Подобная картина поведения Nb и Ta намечена и в разрезах элювия щелочных пород Приазовья [11]. Характерно также, что в изученных разрезах и зонах коры выветривания K_A для Nb, как правило, выше, чем для Ta, что является следствием более высокой миграционной способности последнего по сравнению с Nb. По этой причине величина Nb/Ta в исследованном элювиальном материале всегда выше, чем в исходных породах. Таким образом, при формировании элювия на щелочных породах Заангарского массива происходит в основном вынос Nb и Ta, а также разделение этой геохимически родственной пары элементов при относительно большей подвижности Ta. Факты преимущественной по сравнению с Nb подвижности Ta в процессах выветривания отмечались ранее [1, 5, 10] и объяснялись более предпочтительной аккумуляцией Nb гидроокислами Fe. Возможно, что по этой же причине в изученных профилях выветривания также происходит разделение этих элементов. Во всяком случае во всех разрезах элювия четко фиксируется накопление окисного Fe, а иногда и Mn, гидроокислы которых являются аккумуляторами ряда редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, V и др.) [19].

3. В целом величины K_A для Zr и Hf в изученных разрезах элювия выше, чем для Nb и Ta. Это свидетельствует о том, что Zr и Hf в них являются элементами менее подвижными по сравнению с Nb и Ta. В профиле выветривания микроклинизированных фоййитов, а также в зонах дезинтеграции альбитизированных фоййитов и пегматитов происходит накопление Zr и Hf, что подтверждается соответствующими значениями K_A для этих элементов, превышающими единицу. Концентрацию Zr и Hf в указанных разрезах следует объяснять присутствием этих элементов главным образом в устойчивом к выветриванию цирконе, значительные количества которого неравномерно распределены в отмеченных исходных породах. В остальных разрезах и зонах коры выветривания устанавливается несущественный вынос Zr и Hf (K_A для этих элементов в них обычно меньше единицы). Наибольшая миграционная способность Zr и Hf отмечается в профиле выветривания ийолитов, где эти элементы присутствуют в ряде породообразующих (эгирине, арфведсоните, лепидомелане) и аксессуарных (астрофиллите, пирохлоре, сфене, эвдиалите, велерите) минералов, неустойчивых к выветриванию. Характерно, что во всех разрезах элювия и его зонах значения K_A для Zr всегда выше, чем для Hf, а величины Zr/Hf больше по сравнению с их отношением в исходных породах. Таким образом, при выветривании пород массива в процессе накопления или несущественного выноса Zr и Hf происходит также разделение и этой геохимически родственной пары

элементов при относительно большей подвижности Hf. Такая же картина поведения Zr и Hf установлена авторами в коре выветривания гранитоидов Казахстана [21], а также Горного и Рудного Алтая [22].

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВО ФРАКЦИЯХ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Весьма характерная особенность распределения Nb и Ta по фракциям продуктов выветривания как в зонах дезинтеграции, так и в зонах глин состоит в том, что с уменьшением крупности выветрелого материала содержания этих элементов в нем возрастают. Максимальные концентрации Nb и Ta устанавливаются, как правило, в тонких (0,01—0,001, <0,001 мм) фракциях (табл. 2), причем уровень концентрации этих элементов в указанных фракциях обычно превышает их содержания в исходных пробах иногда в 2—3 раза. Таким образом, в изученных разрезах элювия щелочных пород Nb и Ta вполне определенно концентрируются в тонкодисперсном глинистом веществе. При формировании глинистых продуктов выветривания исходных пород происходит также разделение Nb и Ta, о чем свидетельствуют соответствующие различия в значениях Nb/Ta, установленные в выделенных фракциях, по сравнению с величинами отношений этих элементов в исходных пробах.

Расчет количества Nb и Ta во фракциях с учетом их выхода и содержания этих элементов в них показывает (табл. 3), что в зонах дезинтеграции основная масса (от 57,2 до 85,7%) Nb и Ta связана с крупными (>0,05 мм) фракциями. В зонах глин доля этих элементов, сосредоточенная в тонких фракциях, существенно возрастает. В этих зонах фракции 0,01—0,001 и <0,001 мм аккумулируют от 29,0 до 44,4% Nb и Ta от их исходного количества в пробах. Таким образом, с ростом степени гипергенного изменения исходных пород и увеличением количества новообразованного тонкодисперсного глинистого материала заметно изменяется баланс распределения Nb и Ta.

Описанная картина распределения этих элементов во фракциях из продуктов выветривания щелочных пород четко увязывается с особенностями нахождения их в исходных породах, а также со степенью гипергенного изменения этих пород. Как отмечалось выше, в коренных породах Nb и Ta присутствуют как в собственных, так и в различных породообразующих и акцессорных минералах, весьма неустойчивых при выветривании. Поэтому при гипергенном изменении исходных пород происходит существенное перераспределение этих элементов. В зонах дезинтеграции, сложенных в основном крупнозернистыми, слабо измененными обломками пород и минералов, Nb и Ta накапливаются в крупных (>0,05 мм) фракциях. Вверх по разрезам выветривания, в зонах глин, по мере возрастания степени гипергенного преобразования коренных пород и появления в заметных количествах новообразованного тонкодисперсного глинистого материала значительные массы Nb и Ta, освобождаясь при разрушении исходных минералов, аккумулируются этим материалом (сорбция, изоморфизм). Перераспределение этих элементов установлено также при исследовании профилей выветривания различных гранитоидов в Северном Казахстане [21], Горном и Рудном Алтае [22]. Сравнив масштабы гипергенного перемещения Nb и Ta в изученных разрезах элювия, следует отметить, что выветривание щелочных пород приводит к более существенному перераспределению этих элементов, нежели выветривание гранитоидов. Это, вероятно, следует связывать с особенностями гипергенного преобразования щелочных пород, обусловленными спецификой их состава. Подобное обстоятельство отмечалось Е. И. Семеновым, детально изучавшим минералогию продуктов гипергенного и эпitherмального изменения щелочных пород [17].

Отмеченное ранее разнообразие минеральных форм нахождения Zr и Hf в исходных породах, а также различная устойчивость этих форм при выветривании в существенной мере определили характер распределения указанных элементов по фракциям в изученных разрезах элювия щелочных пород. В зонах дезинтеграции максимальные концентрации Zr и Hf

Таблица 2

Распределение по фракциям редких элементов в продуктах выветривания Заангарского щелочного массива, г/т

Зоны выветривания	Исходные пробы, фракции, мм	Ийолиты			Фойяиты						Микроклинизированные фойяиты					
		Zr(24)	Hf(26)	Zr/Hf	Nb(36)	Ta(150)	Zr(45)	Hf(72)	Nb/Ta	Zr/Hf	Nb(49)	Ta(70)	Zr(58)	Hf(45)	Nb/Ta	Zr/Hf
Дезинтеграции	Исходные пробы	1199,3	21,3	56,3	230,0	6,6	823,3	11,5	34,8	71,6	377,0	6,2	11071,0	160,9	60,8	68,8
	> 0,05	4824,2	83,7	57,6	212,4	6,6	845,3	11,5	32,2	75,5	344,0	5,3	13679,5	193,8	64,9	70,6
	0,05—0,01	658,7	15,7	46,0	349,0	7,4	786,0	14,0	47,2	56,1	459,3	7,5	1471,0	33,8	61,2	57,2
	0,01—0,001	478,6	10,5	45,6	259,0	4,6	717,0	9,3	56,3	77,0	630,0	8,0	556,3	9,0	78,8	61,8
	< 0,001	616,7	12,9	47,8	318,0	6,6	575,0	8,6	48,2	66,9	975,6	9,7	1044,7	15,6	80,2	66,9
Глинистого структурного элювия	Исходные пробы	—	—	—	193,7	5,6	707,5	11,6	34,6	61,0	133,5	2,8	1453,4	20,6	47,7	70,5
	> 0,05	—	—	—	181,8	5,0	754,1	12,3	36,4	61,3	109,4	3,2	3069,2	39,5	34,2	77,7
	0,05—0,01	—	—	—	242,4	4,3	624,2	9,6	56,4	65,0	98,5	1,8	425,6	7,5	54,7	56,5
	0,01—0,001	—	—	—	282,4	5,9	675,2	11,5	47,8	58,7	167,6	2,8	532,7	9,9	59,8	53,8
	< 0,001	—	—	—	264,2	6,3	761,5	14,6	41,9	52,2	237,5	4,3	754,4	11,0	55,2	68,6
Зоны выветривания	Исходные пробы, фракции, мм	Альбитизированные фойяиты						Пегматиты]								
		Nb(56)	Ta(195)	Zr(67)	Hf(76)	Nb/Ta	Zr/Hf	Nb(47)	Ta(143)	Zr(61)	Hf(77)	Nb/Ta	Zr/Hf			
Дезинтеграции	Исходные пробы	645,2	10,8	9852,6	126,6	59,7	77,8	1527,2	30,5	18807,0	232,8	50,0	73,3			
	> 0,05	769,8	10,9	10065,5	132,2	70,6	76,1	1639,5	33,5	17807,1	281,6	48,0	63,2			
	0,05—0,01	721,2	15,4	8504,7	124,2	46,8	68,5	1097,7	34,5	14372,3	234,3	31,8	61,3			
	0,01—0,001	1114,0	29,9	11411,8	146,6	37,3	77,8	1997,2	78,6	27130,5	293,7	25,4	62,6			
	< 0,001	1081,1	30,0	8238,5	76,0	36,0	82,7	2640,7	79,1	14824,4	192,8	33,4	76,9			
Глинистого структурного элювия	Исходные пробы	501,0	9,0	2213,8	34,2	55,7	64,7	544,6	7,0	13647,6	148,7	51,2	68,2			
	> 0,05	465,7	8,2	2947,3	42,0	56,8	70,2	683,6	14,9	10311,1	147,7	45,9	69,8			
	0,05—0,01	480,0	5,6	1702,6	21,6	85,7	78,8	308,7	9,3	3454,5	65,0	33,3	53,1			
	0,01—0,001	943,1	11,8	1564,1	9,8	79,9	75,2	737,2	16,6	4252,8	47,9	44,4	61,2			
	< 0,001	824,8	13,8	1539,5	11,8	59,8	66,0	858,5	24,0	3455,0	50,4	35,8	68,6			

Примечание. Приведенные средние содержания редких элементов в исходных пробах и фракциях рассчитаны по числу анализов, указанному в скобках у индекса элемента.

Таблица 3

Количество редких элементов во фракциях из продуктов выветривания Заангарского щелочного массива

Зоны выветривания	Выход фракций, %				Количество элементов во фракциях, % (от исходного)															
	> 0,06	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001	Nb				Ta				Zr				Hf			
					> 0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001	> 0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001	> 0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001	> 0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001
Кора выветривания на ийолитах																				
I (15) *	30,1	23,6	40,8	5,5	85,2	8,7	4,9	1,2	75,0	13,9	9,3	1,8	75,2	10,7	11,4	2,7	69,5	13,1	14,1	3,3
Кора выветривания на фойлитах																				
I (15)	82,8	8,1	5,2	3,9	76,5	12,3	5,8	5,4	82,8	9,5	3,8	3,9	85,0	7,7	4,5	2,8	82,8	9,9	4,4	2,9
II (20)	58,6	15,3	12,4	13,7	56,0	15,0	13,6	15,4	58,4	11,7	13,0	16,9	63,7	12,2	10,4	13,7	62,4	11,7	10,5	15,4
Кора выветривания на микроклинизированных фойлитах																				
I (17)	88,6	5,9	4,7	0,8	81,8	8,4	7,7	2,1	85,7	6,5	5,7	2,1	98,7	0,9	0,3	0,1	98,4	1,2	0,3	0,1
II (35)	47,0	18,0	25,5	9,5	42,8	12,8	27,7	16,7	57,3	9,3	19,7	13,7	75,1	6,8	10,7	7,4	57,6	12,4	21,0	9,0
Кора выветривания на альбитизированных фойлитах																				
I (18)	84,0	6,8	5,3	3,9	72,2	10,4	10,5	6,9	57,2	13,8	17,7	11,3	80,3	7,9	8,0	3,8	81,5	7,6	7,8	3,1
II (25)	61,5	16,6	12,2	9,7	45,3	19,7	16,0	19,0	51,5	16,5	15,5	16,5	75,4	13,9	5,4	5,3	77,5	12,4	5,0	5,1
Кора выветривания на пегматитах																				
I (21)	80,6	9,6	6,4	3,4	76,0	7,1	10,4	6,5	71,0	8,8	13,2	7,0	86,8	7,3	4,1	1,8	87,5	7,2	3,9	1,4
II (35)	50,4	16,4	24,7	8,5	53,1	9,6	23,1	14,2	46,3	8,6	34,3	10,8	61,1	16,3	16,4	6,2	58,4	12,6	22,6	6,4

Примечание. В скобках приведено число проб, по которым рассчитан выход фракций в материале выделенных зон выветривания (I—дезинтеграции, II—глинистого структурного элювия).

устанавливаются обычно в крупных ($0,01—0,05$; $>0,05$ мм) фракциях. В них содержания этих элементов, как правило, выше, чем в исходных пробах, иногда в 3—4 раза (см. табл. 2). Именно в этих фракциях, по данным минералогических исследований, сосредоточивается основная масса устойчивого к выветриванию циркона, а также эвдиалита, катапленита, пирохлора, сфена, эгирин и других минералов, в различной степени концентрирующих Zr и Hf и слабо измененных в условиях зоны дезинтеграции. С уменьшением крупности выветрелого материала содержания Zr и Hf с нем обычно понижаются и не превышают количества этих элементов в исходных пробах. В зонах дезинтеграции альбитизированных фойяитов и пегматитов мелкие зерна минералов-концентраторов Zr и Hf в значительных количествах сосредоточиваются также в алевроито-глинистых ($0,01—0,001$ мм) фракциях, в которых поэтому устанавливаются высокие концентрации этих элементов. Соответствующие расчеты показывают (см. табл. 3), что в зонах дезинтеграции изученных элювиальных профилей подавляющая масса (от 69,5 до 98,7%) Zr и Hf определено концентрируется в грубозернистом ($>0,05$ мм) материале. Следует отметить также, что с этим материалом Zr и Hf аккумулируются в большей мере, чем Nb и Ta.

В зонах глинистого структурного элювия высокие содержания Zr и Hf, как правило, также устанавливаются в наиболее грубозернистом ($>0,05$ мм) материале (см. табл. 2), в котором накапливается самый устойчивый к выветриванию минерал — концентратор этих элементов — циркон. Эвдиалит, пирохлор, сфен, эгирин и другие минералы исходных пород, содержащие Zr и Hf и неустойчивые при выветривании, в зонах глинистого элювия разрушаются, обогащая этими элементами тонкие фракции элювиальных продуктов. По соответствующим расчетам (см. табл. 3), по сравнению с зонами дезинтеграции в зонах глинистого элювия доля Zr и Hf, связанная с тонкозернистым ($0,01—0,001$; $<0,001$ мм) материалом, возрастает и составляет 10,1—30,0% от их исходного количества в пробах. Следует отметить, что с этим материалом Zr и Hf аккумулируются в меньшей мере, чем Nb и Ta. При образовании глинистых продуктов выветривания происходит также разделение геохимически родственных Zr и Hf. Об этом свидетельствуют соответствующие различия в значениях Zr/Hf, установленные во фракциях, по сравнению с величинами отношений этих элементов в исходных пробах.

В изученных пробах из разрезов элювия щелочных пород самые тонкие ($<0,001$ мм) фракции сложены практически только глинистыми минералами в различных количественных соотношениях. По данным рентгеноструктурных исследований, в коре выветривания ийолитов эти фракции состоят в основном (на 60—80%) из монтмориллонита и вермикулита, а гидрослюда и каолинит присутствуют в них в подчиненном количестве. В зонах дезинтеграции фойяитов, их микроклинизированных и альбитизированных разностей, а также пегматитов во фракциях $<0,001$ мм существенно (до 90%) преобладают галлуазит и гидрослюда, а монтмориллонит устанавливается реже. Каолинит в них присутствует в незначительном количестве. В зонах глинистого структурного элювия указанных пород в составе тонких фракций характерно относительное возрастание количества каолинита (до 45%). Рентгеноструктурными исследованиями устанавливается также низкая степень совершенства структуры этого минерала. Таким образом, тонкодисперсный материал изученных разрезов элювия сложен главным образом новообразованными глинистыми минералами, обладающими высокой аккумулирующей способностью в отношении редких элементов. Особенно высокая аккумулирующая способность галлуазита, существенно обогащенного Zr, Hf, Nb, Ta и другими элементами, отмечалась ранее Е. И. Семеновым [18, 20] при исследовании глинистых минералов, возникших в процессах эпитептермального и гипергенного преобразования щелочных пород.

Анализ соотношений Nb и Ta, Zr и Hf в самых тонких ($<0,001$ мм) фракциях в сопоставлении с таковыми в исходных пробах (см. табл. 2) позволяет отметить следующее. Отношения содержаний этих элементов

во фракциях $<0,001$ мм к их содержаниям в исходных пробах всегда больше единицы только для Nb и Ta, изменяясь в пределах от 1 до 3,4. Для Zr и Hf эти отношения, как правило, меньше единицы. Можно полагать, что Nb и Ta предпочтительнее, чем Zr и Hf, аккумулируются глинистым веществом продуктов выветривания. Содержания Nb, Ta, Zr, Hf в самых тонких фракциях из зон дезинтеграции в изученных профилях выветривания обычно выше концентрации этих элементов в соответствующих фракциях из зон глинистого структурного элювия. Это следует объяснять тем, что в зонах дезинтеграции фракции $<0,001$ мм сложены главным образом не каолинитом, а галлуазитом, гидрослюда, монтмориллонитом, аккумулирующая способность которых в отношении редких элементов выше, чем у каолинита [8]. Лишь в зоне глин профиля выветривания фоййитов содержания Zr и Hf во фракции $<0,001$ мм превышают концентрации этих элементов в соответствующей фракции из зоны дезинтеграции. Это обусловлено особенностями минерального состава новообразований, развивающихся по фоййитам, а также чрезвычайно широким развитием галлуазита как мощного концентратора указанных элементов, именно в верхних частях указанного профиля. Количества Nb, Ta, Zr, Hf, связанные с фракциями $<0,001$ мм, по мере увеличения выхода этих фракций вверх по изученным разрезам выветривания закономерно повышаются (см. табл. 3). Так, в зонах дезинтеграции в указанных фракциях сосредоточено 1,2—11,3% Nb и Ta и 0,1—3,8% Zr и Hf от их исходного количества в пробах. В зонах глин количества этих элементов, заключенные в наиболее тонкозернистом материале, заметно возрастают и составляют 10,8—19,0% для Nb и Ta и 5,1—15,40% для Zr, Hf. Существенная аккумуляция изученных редких элементов глинистым веществом установлена авторами также в разрезах элювия гранитоидов Северного Казахстана, а также Горного и Рудного Алтая [21—23].

* * *

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Верхнемеловая — эоценовая кора выветривания распространена на всех щелочных породах Заангарского массива в Енисейском крае — фоййитах, их микроклинизированных и альбитизированных разностях, ийолитах, пегматитах. Среди новообразований в продуктах гипергенного изменения этих пород широко развиты галлуазит, гидрослюда, монтмориллонит, вермикулит, в меньшей мере каолинит.

2. Поведение Nb, Ta, Zr, Hf в изученных продуктах выветривания в значительной мере определяется формами нахождения этих элементов в исходных породах, а также составом гипергенных новообразований.

3. Ниобий и тантал, распространенные главным образом в различных порообразующих и акцессорных минералах, неустойчивых к выветриванию при гипергенном преобразовании исходных пород, являются миграционноспособными элементами. Zr и Hf, в существенной мере связанные с устойчивым к выветриванию цирконом, обнаруживают меньшую подвижность по сравнению с Nb и Ta. В процессе гипергенного изменения щелочных пород происходит также разделение геохимически родственных пар элементов Nb—Ta, Zr—Hf при относительно большей подвижности Ta и Hf.

4. Глинистое вещество продуктов выветривания является хорошим аккумулятором редких элементов и существенно влияет на баланс их распределения во фракциях. Nb и Ta предпочтительнее, чем Zr и Hf, накапливаются в глинистом веществе. Галлуазит, гидрослюда, монтмориллонит, вермикулит в большей мере, чем каолинит, способствуют концентрации изученных редких элементов в глинистом материале выветривания.

Литература

1. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 55—64.

2. Донской А. Н. Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. Киев: Наук. думка, 1982. 151 с.
3. Дорфман М. Д. Геохимические особенности процессов выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр.— Геохимия, 1958, № 5, с. 424—434.
4. Жмодик С. М. Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 167 с.
5. Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 34. М.: Недра, 1969. 203 с.
6. Каштанов М. С. Древняя кора выветривания на нефелиновых сиенитах Татарского массива.— Геология руд. месторождений, 1971, т. XIII, № 3, с. 115—118.
7. Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 1, с. 3—19.
8. Лукашев К. И., Кузнецов В. А., Лукашев В. К. Геохимическое изучение земной коры. Минск: Наука и техника, 1977. 175 с.
9. Новиков В. А. Гранулометрическое разделение материала коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952, с. 193—212.
10. Пачаджанов Д. Н. Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе: Дониш, 1975. 201 с.
11. Писемский Г. В. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья.— Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 29, с. 108—144.
12. Писемский Г. В., Зверева Е. А. Изучение распределения редких элементов в рудах коры выветривания Кийского месторождения.— Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 44, с. 16—19.
13. Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Цибульчик В. М. Определение тантала в корях выветривания инструментальным нейтронно-активационным методом.— В кн.: Ядерно-геохимические методы. Новосибирск: Наука, 1976, с. 28—44.
14. Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Цибульчик В. М. Инструментальный нейтронно-активационный анализ гафния и циркония в экзогенных образованиях.— В кн.: Ядерно-геохимические методы. Новосибирск: Наука, 1976, с. 45—54.
15. Рухин Л. Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабо сцементированных осадочных пород.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. I. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 314—344.
16. Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. 80 с.
17. Семенов Е. И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпипетермальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов (Международный геол. конгресс, XXI сес., докл. сов. геологов, проблема 17). М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 80—95.
18. Семенов Е. И. Минералы группы галлаузит-каолинита в щелочных массивах.— Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9, с. 67—82.
19. Семенов Е. И. Редкие элементы в гидроокислах алюминия, железа, кремния и марганца из коры выветривания и гидротермалитов щелочных массивов.— Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 17, с. 15—32.
20. Семенов Е. И. К минералогии ниобия и тантала в коре выветривания.— В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967, с. 30—35.
21. Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Трунова В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания Кокчетавского поднятия (Северный Казахстан).— В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: Наука, 1979, с. 19—56.
22. Цибульчик В. М., Пономарчук В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания из предгорий Алтая.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 14—26.
23. Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г. Распределение тантала, циркония, гафния в размерных фракциях продуктов выветривания Северного Казахстана и предгорий Алтая.— В кн.: Микроэлементы как индикаторы геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 70—79.
24. Цибульчик В. М., Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г. Редкие элементы в корях выветривания юга Сибири.— В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983, с. 129—137.

УДК 550.4 : 553.32(574.1)

К ГЕОХИМИИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МАНГЫШЛАКСКОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СОКСЛОВА Е. А., ШАРАПОВ А. И.

В статье рассматриваются отложения олигоценового возраста Центрального Мангышлака, среди которых локализуется Мангышлакское марганцевое месторождение. Главное внимание уделено глинистым образованиям, развитым за пределами продуктивной пачки и составляющим фон олигоценовой серии (их состав, геохимические особенности). Делаются выводы о специфике развития олигоценового бассейна и условиях накопления рассматриваемой серии, устанавливается фациальная принадлежность присущих ей сообществ пород, в том числе и рудоносных.

Мангышлакское марганцевое месторождение — одно из месторождений олигоценового марганцеворудного бассейна юга СССР, связанных с отложениями так называемой майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен), имеющей морское происхождение и представленной однообразным комплексом терригенных, преимущественно глинистых пород. Они имеют общие черты и, следовательно, некоторые закономерности, установленные для одного из месторождений, могут оказаться справедливыми и для остальных.

Проблема марганценосности майкопской серии имеет два основных аспекта: первый — выяснение источника рудного вещества, второй — формирование месторождений. Для успешного решения обеих поставленных задач недостаточно данных, полученных при изучении месторождений как таковых, а должен быть привлечен более широкий геологический материал. В частности, рудные залежи должны рассматриваться не изолированно, а в совокупности с отложениями, как непосредственно вмещающими руду, так и развитыми за пределами продуктивных пачек. В настоящей статье главное внимание уделяется именно выявлению особенностей рудовмещающих толщ и общих геологических позиций месторождения.

Мангышлакское месторождение расположено в центральной части одноименного полуострова на южном склоне хр. Каратау. Месторождение было открыто А. И. Андрусовым в 1907 г. [1], позднее обследовалось М. В. Баяруносом [2] и Е. В. Кругом [8]. Описание месторождения дается в работах А. Г. Бетехтина [4], Н. М. Страхова и др. [21], Е. С. Тихомировой [22], Л. Б. Мнушкина [11], И. П. Дружинина [6, 7], М. Е. Бердичевской и др. [3].

В региональном плане геологическое строение Мангышлака (включая тектонический, литологический и стратиграфический аспекты) детально рассмотрено в работах [5, 10, 12—16, 18—20, 23, 24].

В 1980 г. вышла в свет геологическая карта КазССР (Западно-Казахстанская серия) масштаба 1 : 500 000 и объяснительная записка к ней [9] с учетом данных всех предшествующих съемочных и геофизических работ. В настоящее время эта карта является основой для проведения детальных тематических исследований.

В последние годы были получены новые интересные данные по Мангышлакскому месторождению и сопредельным с ним территориям в результате разведочных работ на марганец, проводимых Мангышлакской ГРЭ (Объединение Запказгеология) под руководством Е. Б. Троппа [17], и при геологической съемке, осуществленной силами геологов экспедиции ВАГТ.

Мангышлакское месторождение локализуется в нижней части майкопской серии, среди отложений среднего олигоцена. Серия подстилается карбонатными породами, чаще всего мергелями альминского яруса эоцена¹. Переход карбонатных образований к терригенным отложениям олигоцена постепенный, но осуществляется быстро, через маломощную пачку известковистых, иногда алевроитистых глин, залегающих в основании олигоцена. Выше по разрезу, в слоях отвечающих более верхним горизонтам нижнего олигоцена, карбонатные разности терригенных пород встречаются только спорадически.

Прежде чем перейти к детальной характеристике конкретных разрезов рассматриваемых отложений, необходимо описать геологические события, происходившие в изучаемом регионе на границе эоцена и олигоцена.

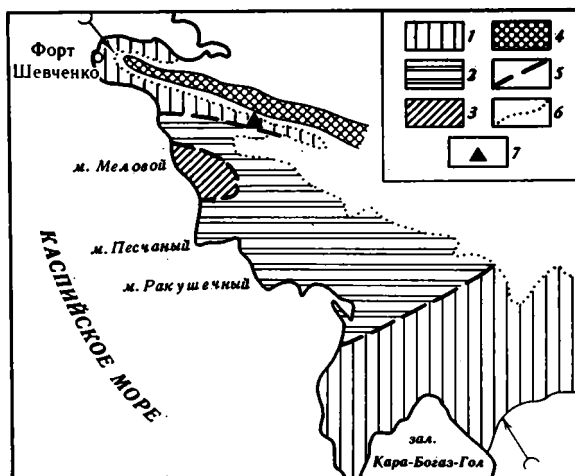
Олигоценый бассейн носил унаследованный характер, но, несмотря на это, ему были свойственны некоторые специфические черты, существенно отличающие его от бассейна предшествующей эоценовой эпохи. Для позднего эоцена характерен обширный с выдержанными глубинами мелководный бассейн, в котором повсеместно накапливались однотипные глинисто-карбонатные осадки, впоследствии превратившиеся в мергели. Мергели позднего эоцена, так называемая «белоглинка», служат основанием майкопской серии на огромной территории юга СССР, в том числе и на Мангышлаке.

Поздний эоцен — время постепенно усиливающегося, но равномерного прогибания, характеризующееся ограниченным поступлением в бассейн седиментации обломочного материала, что в свою очередь связано с резким сокращением размывающихся участков суши. На Мангышлаке отдельные, незначительные по площади острова низменной суши существовали, видимо, только в пределах северо-западной части теперешнего хр. Каратау (спорадическое появление примеси алевроитового, реже песчанистого материала в мергелях).

В олигоцене интенсивность прогибания резко возрастает, причем тектонические движения на рубеже эоцена и олигоцена приводят к отчетливо выраженной дифференциации дна бассейна, в котором явно намечаются зоны, присущие крупным морским водоемам [13, 14, 16, 20]. Так, в бассейне, развитом на территории современного Мангышлака, уже в раннем олигоцене выделились шельфовые области (с подразделением на внутреннюю и внешнюю зоны шельфа) и котловинные части с батинальными, а по Г. И. Семенову и др. [16] — даже абиссальными глубинами, прогибание которых не компенсировалось осадконакоплением и которым было свойственно сероводородное заражение наддонных вод. Наличие подобных котловин, по мнению А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого и А. Е. Шлезингера, определяет своеобразие олигоценового бассейна, выделяя его из ряда обычных мелководных бассейнов платформенных областей. Дифференцированный характер движений во время накопления майкопской серии и блоковое строение того основания, на котором она формировалась, дополнительно подчеркивается следующим: на фоне общего прогибания и наряду с развитием глубоководных котловин отдельные блоки фундамента в начале олигоцена испытывали значительные поднятия. Именно в это время отчетливо обозначился массив суши в пределах современного хр. Каратау (Каратауская мегаантиклиналь), а также подводное поднятие, соответствующее Беке-Башкудукской антиклинали.

Отложения, соответствующие различным зонам бассейна седиментации, естественно отличаются по своим литологическим признакам, и их сравнительная характеристика представляет большой интерес. На данном этапе исследования авторы ограничиваются рассмотрением только тех образований олигоценового возраста, которые накапливались во

¹ Исключением является район хр. Южный Актау, где отложения нижнего олигоцена трансгрессивно залегают на более низких горизонтах эоцена (до симферопольского яруса включительно).



Фиг. 1. Схема распределения основных фациальных типов олигоценовых отложений (по [16, 18])

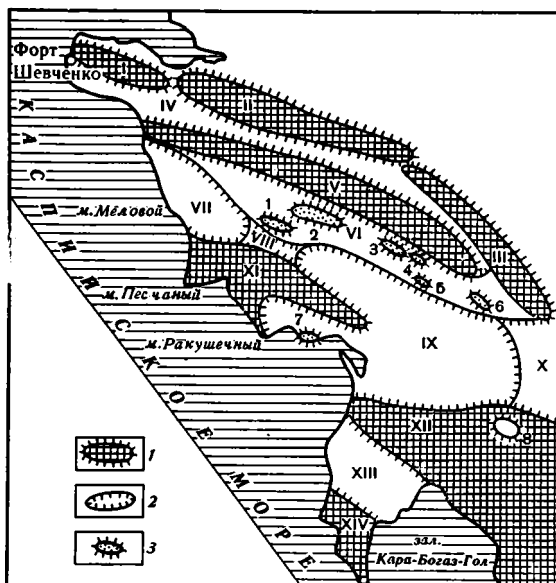
1 — мелководные отложения внутренней зоны шельфа; 2 — относительно глубоководные (псевдобатинальные) отложения внешней зоны шельфа; 3 — глубоководные (батинальные и абиссальные?) отложения континентального склона и центральной котловины; 4 — предполагаемая суша; 5 — граница литолого-фациальных зон; 6 — контуры современного распространения олигоценовых отложений; 7 — Мангышлакское марганцевое месторождение; стрелкой показано направление главного привноса терригенного материала

внутренней зоне шельфа (в ее северной полосе, примыкающей к хр. Каратау), так как именно к ним приурочено Мангышлакское месторождение. Расположение главных структур Мангышлака и распределение на площади основных фациальных типов олигоценовых отложений приведено на фиг. 1² и 2.

Северная полоса внутренней зоны шельфа олигоценового бассейна охватывает территорию п-ова Тюбкараган и простирается от порта Шевченко на юго-восток вдоль южного склона хр. Каратау. В структурном отношении площадь их развития отвечает Тюбкараганской антиклинальной зоне и Чакрыганской синклинали (см. фиг. 2). Разрез олигоцена на п-ве Тюбкараган полный, в восточной же части рассматриваемой полосы, в районе месторождения, представлены отложения только его нижнего (узунбасская свита) и частично среднего (куюлусская и кенджалинская свиты) подразделов, на которых трансгрессивно залегают породы среднего миоцена. Месторождение локализуется среди отложений куюлусской свиты.

Следует отметить, что кенджалинская свита по литологическим особенностям и благодаря постоянному присутствию в ней фораминифер зоны *Spiroplectammina carinata* выделяется сравнительно легко, в то время как разграничение узунбасской и куюлусской свит затруднительно: эти свиты не имеют постоянного литологического облика и слабо охарактеризованы фаунистически. Представляется, что в рассматриваемом районе нижнюю (докенджалинскую) часть олигоцена целесообразней подразделять не на свиты, а на толщи с определенными комплексами фауны, по которым устанавливается граница между нижним и средним олигоценом. В случае недостаточности фаунистических данных следует гово-

² В основу чертежа (см. фиг. 1) положена схема фаций, составленная А. С. Столяровым для отложений узунбасской и куюлусской свит, которые этот исследователь относит к нижнему олигоцену. Принятая А. С. Столяровым стратиграфическая схема расчленения олигоцена несколько отличается от схемы, выработанной С. К. Николаевой и А. И. Шарановым для районов, непосредственно примыкающих к Мангышлакскому месторождению. Авторы настоящей статьи придерживаются схемы С. К. Николаевой, согласно которой к нижнему олигоцену относится только узунбасская свита, к среднему — куюлусская и кенджалинская свиты и нижняя подсвита карагинской свиты, к верхнему — средняя и верхняя и подсвиты карагинской свиты.



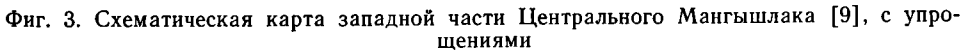
Фиг. 2. Схема расположения основных структурных элементов Южномангышлакского плато и сопредельных территорий п-ова Мангышлак и Северного Прикарабагазья [19]
 I — антиклинальные зоны; 2 — синклинальные зоны; 3 — локальные антиклинальные структуры. I — Тюбкараганская антиклинальная зона; II — Каратауская мегантиклиналь; III — Тумгачинская линия антиклинальных складок; IV — Чакырганская синклинальная зона; V — Бекебашкудукская антиклинальная зона; VI — Жетыбайская структурная терраса; VII — Сегендыкская синклиналь; VIII — Карагинская седловина, IX — Карабахтинская синклиналь; X — Карынжарыкская седловина; XI — поднятие м. Песчаного; XII — западное погружение Туаркырской мегантиклинали; XIII — Мазарлинский прогиб; XIV — Карабогазский свод. *Локальные антиклинальные структуры:* 1 — Тарлинская; 2 — Жетыбайская; 3 — Аксайская (Узеньская); 4 — Тунгракшинская; 5 — Кокумбайская; 6 — Тугискенская; 7 — Токмакская; 8 — Чагалинская

рить о нерасчлененном комплексе отложений (в объеме узунбасской и куюлусской свит), возраст которого определяется как нижний и отчасти средний олигоцен. Этот комплекс являлся основным объектом наших исследований.

Рассматриваемый комплекс представлен преимущественно глинистыми отложениями, часто содержащими некоторую примесь алевритового материала. Собственно алевриты и песчаники образуют среди глин обособленное, четко очерченное небольшое тело, которое локализуется в верхних горизонтах комплекса, отвечающих началу среднего олигоцена.

Несмотря на ограниченность распространения, скопление песчанистых отложений среди глин представляет особый интерес, так как именно с ним связаны залежи марганцевых руд. В задачи проведенного исследования входило во-первых, выявление литологических и геохимических особенностей отложений глинистой и песчанистой фаций рассматриваемого интервала олигоцена и, во-вторых, сравнительная характеристика некоторых геохимических черт этих отложений и заключенных в них марганцевых руд. Для решения поставленных задач были изучены разрезы, характерные для каждой из выделенных фаций, а также для их переходной зоны.

Глинистые отложения олигоценного возраста широко представлены на п-ове Тюбкараган. Их опорный разрез (фиг. 3, разрез I) составлен по скв. 1718, пройденной до глубины 471 м и вскрывающей отложения бодракского и альминского ярусов эоцена (интервал 471—438 м), весь олигоцен (438—128 м) и перекрывающие породы среднего и верхнего миоцена (128—1 м). Залегание пород близко к горизонтальному. Верхняя, отвечающая миоцену часть разреза нами не рассматривается. Главное внимание сосредоточено на отложениях олигоценного возраста и подстилающих их породах альминского яруса эоцена, представленного мергелями и глинистыми известняками белого и светло-серого цвета.



1 — отложения понтического яруса нижнего плиоцена N_2P (известняки, глины, алевролиты), миоцена: 2 — эоцического яруса N_{1m} (известняки, глины, мергели), 3 — сарматского яруса N_{1s} (известняки, мергели, глины, пески, песчаники, конгломераты), 4 — караганского и конкского ярусов $N_{1kg} - kn$ (известняки, мергели, глины, пески, песчаники, конгломераты, гипсы); 5 — верхнего P_3^3 (глины, алевролиты, известняки, доломиты); 6 — нижнего и среднего P_3^{1-2} (глины, алевролиты, пески, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты); 7 — эоцена P_2^2 (мергели, пески, аргиллиты); 8 — верхнего палеоцена — нижнего эоцена $P_1^2 - P_1^1$ (пески, песчаники, глины, опоки); 9 — датского яруса верхнего мела — монского яруса нижнего палеоцена $K_{2d} - P_{1m}$ (известняки, мергели, глины); 10 — верхнего мела (нерасчлененные) K_2 (мергели, глины, известняки, мел, пески, песчаники, фосфориты); 11 — нижнего мела (нерасчлененные) K_1 (глины, пески, песчаники, алевролиты, мергели, известняки, фосфориты); 12 — юры (нерасчлененные) J (терригенные породы с прослоями известняков, мергелей, доломитов в верхней части разреза и углей — в нижней); 13 — перми, триаса (нерасчлененные) $P - T$ (терригенные породы с прослоями известняков, мергелей и доломитов); 14 — линии разрывных нарушений; 15 — номер разреза; 16 — Мангышлакское месторождение

Непосредственно под олигоценом залегают глинистые известняки, состав которых (по двум образцам в %) приводится ниже:

М. Н. О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}
16,46	0,98	44,61	0,42	35,35	97,82	79,72	0,46	1,15	0,08	0,11	0,03	0,35
29,71	1,45	35,89	0,60	28,50	96,15	64,14	0,48	1,11	0,05	0,23	0,03	0,38

Механический анализ нерастворимого остатка показал, что частицы размером 0,01 мм составляют в нем примерно 76%, 0,1—0,01 мм—23%; 0,25—0,1 мм — около 1%. По данным рентгеноструктурного анализа пелитовая фракция представлена очень тонкодисперсным смешанослойным минералом (сметит — слюда), в значительно меньшем количестве в ней встречается гидрослюда, еще реже — кварц и хлорит. Алевритовый материал и единичные зерна песчаной размерности представлены преимущественно кварцем и плагиоклазом. Обломки равномерно распределяются в карбонатной массе породы.

Как уже указывалось выше, скв. 1718 вскрывает весь олигоцен, который на Тюбкарагане представлен нижним, средним и верхним подотделами (табл. 1). Общая мощность олигоцена составляет приблизительно 280 м, из которых на нижний олигоцен приходится 65 м, средний — 115 и верхний — 100 м. Свиты выделены условно, что связано со слабой фаунистической охарактеризованностью разреза и его литологическим однообразием.

Олигоцену в рассматриваемом разрезе отвечает непрерывная толща, преимущественно бескарбонатных алевритистых глин, окраска которых изменяется от голубовато-серой до серой и табачно-серой. Известковые разности глинистых пород представлены только в самой нижней части толщи мощностью около 25 м, но и здесь степень их карбонатности невелика: содержание CO₂ составляет 1—2% и только в базальных слоях пачки увеличивается до 5—7% и более, вплоть до появления прослоев мергелей (см. табл. 1, анализ 24). Выше по разрезу, начиная примерно с верхних горизонтов нижнего олигоцена, глины становятся практически бескарбонатными — содержание CO₂ в них в подавляющем большинстве случаев не достигает 1% и только в двух прослоях в нижней части среднего олигоцена (куюлусская свита) повышается до 7,04% (анализ 21) и до 5,4% (анализ 19).

Примесь более грубого кластогенного материала в глинистых породах обычно составляет 12—25%, причем ее величина неоднократно изменяется от слоя к слою, но в разрезе в целом сохраняется приблизительно на одном уровне. Можно говорить только об очень слабо выраженной тенденции увеличения глинистости пород снизу вверх по разрезу. Обломочный материал, как правило, имеет алевритовую (0,1—0,01 мм) размерность. Более крупные песчаные зерна — единичны. Обломки представлены в основном кварцем, реже плагиоклазами. В некоторых прослоях наряду с кварцем наблюдаются значительные скопления обломочного глауконита и в меньшей мере цеолитов. Спорадически отмечается присутствие мельчайших обломочков углистых сланцев. В виде единичных зерен присутствуют эпидот, циркон и рутил.

Помимо терригенного материала в глинистой массе часто наблюдаются скопления аутигенного пирита. Характерно также присутствие гелефицированного органического вещества гумусового и сапропелевого происхождения. Отдельные прослои глинистых пород содержат рыбные остатки (чаще всего чешую рыб). Наряду с ними присутствуют обрывки растительных тканей и изредка наблюдаются послойные скопления микрофауны.

Алевритовый материал обычно распределяется в глинистой массе равномерно, реже образует послойные скопления. Очень характерно его вторичное перераспределение, связанное с биотурбациями. Глинистые чешуйки, слагающие породообразующую массу, как правило, ориентированы в одном направлении.

Описываемые породы в основном однородны. Подчиненное значение среди них имеют разности с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной либо послойным обогащением пород алевритом, либо появлением среди однородных алевритистых глин пленок чистой глины. В нижней части разреза слоистая текстура подчеркивается наличием слойков с повышенной карбонатностью.

Изучение глинистого вещества методом рентгеноструктурного анализа показало, что в его составе в подавляющем большинстве случаев преобладает тонкодисперсный смешанослойный минерал, чаще всего смектит с малым содержанием слюдистых слоев. Обратные соотношения слюдистого и смектитового компонентов более редки и обычно свойственны глинистым породам верхнего олигоцена. В них смектитовые слои составляют 10—15%. Кроме смешанослойных минералов в пелитовой фракции обнаружены гидрослюда, каолинит, хлорит и кварц. Последние три минерала присутствуют постоянно, но в очень незначительных количествах. Гидрослюда господствуют только в нижней части разреза.

Вся олигоценая часть разреза, пройденного скв. 1718, анализировалась на ряд элементов (см. табл. 1). Установлено, что содержания подавляющего большинства элементов близки к кларковым (табл. 2) и, за редким исключением, сохраняются постоянными на протяжении всего разреза³. Из приведенных данных следует, что примерно на кларковом уровне находятся содержания Mn, Ti, Co, Cr и Pb. Несколько повышены содержания Fe, V, Zn; понижены — P, Ni (в 2 раза), Cu, Ba (в 2,5 раза), Sr (в 3 раза).

Единичные anomalно повышенные содержания отмечаются только для Mn и Fe. Так, содержания Mn в обр. 19 и 21 (см. табл. 1) составляют соответственно 0,48 и 0,52% при среднем 0,07%, Fe (обр. 21) — 8,41% при среднем 4,6%. Характерно, что именно в этих же образцах наблюдается и увеличение содержаний CO₂. Повышение содержаний перечисленных компонентов объясняется присутствием в отложениях двух горизонтов карбонатов Mn и Fe. Эти горизонты приурочены к нижней части среднего олигоцена, по-видимому; отвечающей куюлусской свите, и располагаются примерно в 80 и 100 м выше основания олигоцена. Характерно, что примерно на этом же стратиграфическом уровне в отдельных маломощных прослоях известковистых пород повышенные содержания Mn (до 0,45%) и Fe (8,34% FeCO₃) отмечались также в 40 км западнее скв. 1718, в районе поднятия Хангабаба (центральная часть Тюбкараганской антиклинальной зоны).

Более незначительные повышения содержаний Mn (до 0,16%) по скв. 1718 наблюдаются также в самых нижних горизонтах олигоцена, примерно в 10 м выше его основания (обр. 24) и в верхах среднего олигоцена (обр. 13 и 14). Скважинами, пройденными в районе Хангабаба, эти слои не вскрыты.

Олигоценые отложения глинистого типа характерны не только для п-ва Тюбкараган. Они прослеживаются от скв. 1718 на несколько десятков километров к юго-востоку в направлении к месторождению, причем их литологические и геохимические особенности почти не изменяются. Этот вывод сделан на основании изучения разреза по скв. 9113 (крайняя юго-восточная точка профиля II—II, см. фиг. 3). Эта скважина вскрывает также глинистые отложения, но к северо-востоку от нее начинается зона, переходная к песчанистым фациям.

Скв. 9113 пройден нижний и частично средний олигоцен общей мощностью около 55 м. Более высокие слои олигоцена размыты. Олигоцен-

³ Содержания некоторых из исследуемых элементов определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). В отдельных случаях эти содержания настолько низки, что их установление находится на грани возможностей метода и полученные цифры нуждаются в дополнительном подтверждении. Такие значения проверялись количественным спектральным анализом и использовались только в случае хорошей схожимости результатов. С некоторой условностью принимаются только содержания Si, так как они ниже предела чувствительности обнаружения этого элемента и при количественном анализе.

Отдел и под- отдел	Свита	Под- свита	Мощ- ность, м	Номер образца	Фракции, мм; содержание, %				Тяжелая фракция	CO ₂							
					0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,01	<0,01									
Олигоцен P ₃	Верхний P ₃	Карагeйская P ₃ ²⁻³ кг	Верхняя P ₃ ³ кг ₃	32	1 2 3	Следы » —	0,14 0,04 —	17,52 15,01 —	82,34 84,95 —	0,15 0,17 —	0,65 1,00 0,60						
				Средняя P ₃ кг ₂	104	4 5 6 7 8 9 10 11 12	— 0,02 — — — — 0,03 — 0,01	— — — — — — 0,3 0,06 0,06	— 17,01 — — — — 12,36 — 12,22	— 82,84 — — — — 87,31 — 87,71	— 0,03 — — — — 0,65 — 0,41	0,58 Нет 0,30 — — — — 0,35 0,25					
						Нижняя P ₃ ² кг ₁	34	13 14 15	Следы — —	2,18 — —	23,60 — —	74,22 — —	0,06 — —	1,50 — —			
			Подсвиты не выделены				55	16 17 18	Нет 0,12 —	0,03 3,72 —	12,96 32,73 —	87,01 63,44 —	Следы » —	Нет 0,25 0,20			
								30	19 20 21	— Следы »	— 0,05 0,01	— 24,58 0,08	— 75,37 99,91	— 0,15 0,084	5,40 0,10 7,04		
						65			22 23 24	» 0,01 —	0,01 1,38 —	17,47 24,59 —	82,52 74,02 —	0,06 0,33 —	0,25 1,65 16,20		
							Пределы изменений содержаний					Нет— 0,12	0,04— 3,72	0,08— 32,73	63,44— 99,91	Следы— 0,65	Нет— 16,20
							Среднее содержание					0,01	0,36	17,73	81,83	0,17	0,5

Примечание. Здесь и в последующих таблицах: содержание тяжелой фракции дается в процентах от со-
 ведены в процентах, остальных элементов—в 10⁻⁴%; полужирным шрифтом выделены значения, неучитываемые
 элементы—рентгенофлуоресцентным; прочерк означает отсутствие анализа. Анализы выполнены в лаборато-

вые отложения представлены слабоизвестковистыми алевритистыми глинами, среднее содержание CO₂ в которых составляет 1,03%. Содержание алевритового материала изменяется от 6 до 25%, т. е. оно остается примерно на том же уровне, что и в породах, вскрытых скв. 1718 (см. разрез I). Состав алевритовых обломочных зерен и породообразующей глинистой массы в отложениях сравниваемых разрезов также идентичен. Сохраняются и их текстурные особенности.

Таблица 2

Средние содержания элементов в глинистых породах

Номер скважины	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
1718	0,07	4,60	0,57	0,03	26	47	180	100	23	23	110	148	309
9113	0,06	4,34	0,47	0,12	39	120	200	150	96	33	166	266	322
Кларки (по А. П. Виноградову)	0,067	3,33	0,45	0,077	20	95	130	100	57	20	80	450	800

Примечание. Содержания Mn, Fe, Ti и P приведены в процентах, остальных элементов — в 10⁻⁴%.

(скв. 1718)

Сорг	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
0,20	0,05	4,32	0,50	Нет	1	31	190	100	4	10	105	206	329
0,27	0,07	4,36	0,51	»	41	70	170	93	3	27	95	184	325
—	0,08	5,41	0,54	0,1	30	48	220	120	25	35	100	165	316
—	0,05	4,91	0,55	0,06	20	46	200	110	28	26	121	168	336
Нет	0,06	4,11	0,60	0,002	21	48	150	80	38	24	128	158	340
0,12	0,07	4,10	0,58	Нет	9	43	170	100	23	28	114	144	359
—	0,04	6,55	0,55	0,1	21	48	180	100	20	16	115	147	411
—	0,04	6,14	0,50	0,06	21	61	210	110	1	30	134	149	304
—	0,05	5,80	0,55	0,06	19	42	200	110	19	31	120	120	298
—	0,05	5,58	0,56	0,06	20	50	110	65	58	30	131	134	364
0,08	0,08	4,18	0,54	Нет	21	67	160	92	30	29	94	—	—
0,29	0,05	4,30	0,63	»	28	55	150	85	14	35	116	128	350
0,20	0,16	4,40	0,78	0,001	16	36	200	110	2	11	92	146	349
—	0,15	5,84	0,71	0,1	25	57	160	100	14	20	98	138	352
—	0,09	4,80	0,61	0,1	1	48	150	120	8	10	101	151	383
0,07	0,05	4,05	0,61	Нет	42	58	200	110	68	32	120	142	287
0,16	0,05	4,11	0,64	0,001	24	53	210	120	35	26	98	149	320
0,14	0,05	3,59	0,64	Нет	34	46	190	110	25	26	129	149	316
0,14	0,48	4,51	0,59	»	73	59	200	100	12	20	98	136	254
0,20	0,05	4,02	0,56	0,06	8	39	170	100	25	24	117	151	299
Нет	0,52	8,41	0,48	0,005	50	67	140	100	20	6	77	163	252
0,27	0,08	3,72	0,56	Нет	13	13	180	75	10	35	108	160	299
1,74	0,05	3,82	0,56	»	29	29	210	100	106	24	134	219	316
0,50	0,16	3,32	0,33	0,006	21	21	110	88	55	5	93	477	252
Нет—	0,04—	3,32—	0,33—	Нет—	1—	13—	110—	75—	1—	5—	77—	120—	252—
1,74	0,52	8,41	0,78	0,1	73	70	210	120	106	35	134	477	411
0,18	0,07	4,60	0,57	0,03	26	47	180	100	23	23	110	148	309

держания фракции 0,1—0,01 мм; содержания CO₂, Сорг, Mn, Fe, Ti, P по данным химических анализов при-
при подсчете средних содержаний; V и Sr определены спектральным полуколичественным анализом, остальные
риях ГИН АН СССР.

Специфика описываемых отложений заключается в следующем. Во-первых, в них увеличивается содержание растительных остатков и, во-вторых, отмечается неравномерность обогащения глин обломочным материалом: их алевритистость относительно повышается (в среднем до 20%) в интервале разреза, отвечающем границе нижнего и среднего олигоцена.

Весь разрез олигоцена по скв. 9113 был проанализирован на те же элементы, что и отложения, вскрытые скв. 1718. Многочисленные анализы показали, что содержания исследуемых элементов на протяжении всего разреза остаются почти неизменными, поэтому полный перечень выполненных анализов не приводится, а даются только средние содержания компонентов (см. табл. 2).

Из приведенных данных следует, что содержания почти всех элементов в глинистых породах сравниваемых разрезов находятся приблизительно на одном уровне, и только для Ni и Cu они несколько повышаются. Следует отметить, что на двух уровнях разреза по скв. 9113 отмечались относительно повышенные содержания Mn, которые при подсчете средних не учитывались. Нижний уровень (0,33% при среднем 0,06%)

Отдел	Подотдел	Свита	Мощность, м	Номер образца	Фракции, мм; содержание, %				Тяжелая фракция	CO ₂
					0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		
Олигоцен P ₃	Средний P ₃	Куюлусская P ₃ kl	22	1	—	—	—	—	—	0,95
				2	0,02	13,20	47,64	39,14	0,17	0,40
				3	—	—	—	—	—	Нет
				4	—	—	—	—	—	0,50
				5	0,01	5,06	38,44	56,49	0,07	0,40
				6	—	—	—	—	—	6,80
				7	—	—	—	—	—	0,90
				8	Следы	4,56	58,79	36,65	0,10	Нет
				9	—	—	—	—	—	»
	Нижний P ₃	Узунбасская P ₃ uz	35	10	0,01	1,49	46,87	51,63	0,03	0,30
				11	—	—	—	—	—	2,30
				12	—	—	—	—	—	0,30
				13	Следы	2,07	42,75	55,18	0,04	Нет
				14	—	—	—	—	—	1,25
				15	—	—	—	—	—	0,60
				16	0,03	1,25	35,54	63,18	0,02	Нет
				17	—	—	—	—	—	3,30
				18	—	—	—	—	—	Нет
				19	Следы	0,89	34,78	64,33	0,03	1,30
				20	—	—	—	—	—	1,65
				21	»	0,96	31,64	67,40	0,02	Нет
				22	—	—	—	—	—	»
				23	—	—	—	—	—	1,15
				24	0,71	0,93	18,91	79,44	0,01	3,05
				25	—	—	—	—	—	4,45
				26	Следы	0,82	20,73	78,45	0,03	3,05
				27	—	—	—	—	—	5,15
				28	0,19	0,43	26,73	72,30	0,33	1,00
Образцы 1—13			Пределы изменений содержаний	Следы— 0,02	1,49— 13,20	38,44— 58,79	36,65— 56,49	0,03— 0,17	Нет— 6,80	
			Среднее содержание	0,01	5,27	46,89	47,82	0,08	0,56	
Образцы 14—28			Пределы изменений содержаний	Следы— 0,71	0,43— 1,25	18,91— 35,54	63,18— 79,44	0,01— 0,33	Нет— 5,15	
			Среднее содержание	0,1	0,88	28,05	70,85	0,07	1,85	

Примечание. Содержания CO₂, Сорг. Мп, Fe, Ti, P приведены по данным химических анализов, %; Со, Ва — рентгенофлуоресцентного анализа, 10⁻⁴%; полужирным шрифтом выделены значения, неучитываемые при

располагается примерно в 16 м выше основания олигоцена, верхний (0,17%) — примерно в 35 м от него и относится уже к нижней части среднего олигоцена.

Как уже отмечалось выше, скв. 9113 является крайней юго-западной точкой профиля II—II и только этой скважиной вскрыты олигоценовые отложения глинистого типа. По остальным четырём скважинам этой линии, общая протяженность которой составляет около 6,5 км, в направлении с юго-запада на северо-восток прослеживается постепенная смена глинистых фаций олигоцена песчано-алевритовыми. В крайней северо-восточной точке профиля (скв. 9116), максимально приближенной к месторождению, алевритистыми глинами слагаются только самые нижние горизонты олигоцена (около 25 м), а выше по разрезу в интервале, отвечающем верхам нижнего и началу среднего олигоцена (примерно в объеме куюлусской свиты), развиты уже песчанистые алевриты и алевритистые песчаники. Характерно, что уровни с повышенным содержанием Мп, слабо наметившиеся по скв. 9113, по мере продвижения на северо-восток обозначаются все резче. Так, в разрезе по скв. 9116 содержания Мп на нижнем уровне увеличиваются до 0,88%, а в породах верхнего уровня начинают встречаться мелкие, но хорошо оформившиеся карбонатные желвачки следующего состава, %: CaCO₃ 31,20; МпСО₃ 52,33;

скв. 1805 (разрез III)

Сорт	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
0,46	0,63	3,19	0,37	0,09	22	—	110	65	30	55	100	—	—
0,11	0,12	2,73	0,32	0,08	10	40	100	55	33	33	81	185	428
0,11	0,15	2,98	0,35	0,10	18	36	100	60	30	30	—	—	—
Нет	0,27	2,74	0,33	0,09	16	46	95	44	30	32	—	—	—
»	0,22	2,77	0,30	0,09	16	36	80	44	50	29	86	350	567
»	0,03	2,22	0,33	0,05	8	12	46	24	30	17	—	—	—
»	0,03	2,23	0,33	0,05	8	16	50	29	30	18	—	—	—
»	0,03	2,49	0,33	0,06	15	29	110	60	31	42	60	302	469
»	0,02	2,44	0,37	0,05	13	23	110	55	30	39	—	—	—
Нет	0,03	2,89	0,38	0,06	11	21	80	40	42	30	96	193	374
»	0,06	2,94	0,39	0,06	14	31	80	40	30	42	100	—	—
0,14	0,06	3,08	0,38	0,06	16	31	95	48	30	35	—	—	—
Нет	0,02	2,79	0,36	0,06	18	27	95	47	32	30	75	229	403
»	0,03	2,22	0,30	0,05	15	18	95	40	30	29	—	—	—
»	0,03	2,45	0,32	0,05	15	25	80	40	30	30	—	—	—
»	0,03	3,02	0,40	0,06	24	36	160	90	35	52	89	2255	357
»	0,04	2,48	0,30	0,07	13	20	75	40	30	25	100	—	—
»	0,03	2,54	0,39	0,06	16	35	80	44	30	27	—	—	—
0,22	0,04	3,07	0,43	0,06	22	40	150	75	33	48	100	260	304
0,15	0,04	2,72	0,32	0,06	17	30	95	50	30	38	100	—	—
Нет	0,07	2,76	0,38	0,05	9	18	60	30	49	24	74	248	294
0,27	0,04	3,47	0,41	0,05	2	50	140	75	32	42	—	—	—
0,15	0,07	3,19	0,41	0,05	22	55	150	86	32	46	—	—	—
0,19	0,06	3,73	0,44	0,05	17	36	110	55	38	35	90	352	288
0,16	0,08	4,38	0,38	0,06	25	75	95	50	30	38	130	—	—
0,23	0,09	6,87	0,38	0,08	37	150	95	60	31	90	133	283	201
0,16	0,08	3,18	0,44	0,07	24	30	140	65	32	37	150	—	—
0,79	0,11	4,42	0,48	0,04	17	29	120	50	49	30	107	297	310
Нет—	0,63—	2,22—	0,30—	0,05—	8—22	12—	46—	24—	30—	17—	60—	185—	374—
0,46	0,02	3,19	0,39	0,10	—	58	110	65	50	55	100	350	567
0,06	0,03	2,68	0,34	0,07	14	31	88	47	30	33	85	252	448
Нет—	0,03—	2,22—	0,30—	0,04—	2—37	18—	60—	30—	30—	24—	74—	248—	201—
0,79	0,11	6,87	0,48	0,08	—	150	160	90	49	90	150	2255	357
0,13	0,06	3,24	0,40	0,06	18	35	110	57	30	39	107	288	292

Ni, V, Cr, Cu, Pb — приближенного количественно спектрального анализа (метод «просеивки»). 10-4%; Zn, Sr, подсчет средних содержаний; прочерк означает отсутствие анализа.

MgCO₃ 0,65; М. Н. О. 10,59; P₂O₅ 2,65; избыток MgO 1,71. Во вмещающей желвачки песчано-алевритовой массе содержания Mn соответствуют кларковым.

Переходный тип разреза отложений олигоценового возраста представлен не только по линии II—II, но и в узкой полосе, простирающейся к северо-западу от месторождения, вдоль южного борта Каратауской мегантиклинали. Его характеристика приводится по скв. 1805 (разрез III, см. фиг. 3), расположенной примерно в 17 км западнее месторождения.

Скважина 1805 (табл. 3) пройдена до глубины 83 м. На глубине 71 м она подсекает контакт мергелей альминского яруса эоцена с алевритовыми глинами нижнего олигоцена. Выше прослеживается непрерывный разрез олигоцена до кенджалинской свиты включительно. Более высокие горизонты олигоцена размыты.

Кенджалинская свита представлена серовато-зелеными глинами, не известковистыми, жирными, иногда с раковистым изломом (видимая мощность 10 м). Контакт с нижележащими отложениями четкий, подчеркнутый сменой песчано-алевритовых отложений куюлусской свиты глинистыми.

Нижнему и отчасти среднему олигоцену (узунбасская и куюлусская свиты) отвечает неоднородный в литологическом отношении комплекс

отложений мощностью около 55 м. По разрезу (снизу вверх) его состав постепенно меняется от алевритистых глин до песчанистых алевролитов с глинистым цементом и даже мелкозернистых песчаников. С некоторой условностью, связанной с постепенной сменой одних разностей пород другими, комплекс подразделяется на верхнюю песчано-алевритовую (24 м) и нижнюю глинистую (31 м) пачки (соответственно анализы 1—13 и 14—28, см. табл. 3). Граница между нижним и средним олигоценом проводится на 4 м выше основания песчано-алевритовой пачки, большая часть которой, таким образом, относится уже к среднему олигоцену. Глинистая и песчано-алевритовая части разреза рассматриваются отдельно.

Нижняя пачка сложена преимущественно алевритистыми глинами. В ее основании (первые 12 м) эти породы слабокарбонатны: среднее содержание CO_2 в них составляет около 3%. Выше по разрезу карбонатность глин понижается и носит спорадический характер. Степень алевритистости глин увеличивается снизу вверх по разрезу, изменяясь от 19 до 35% (см. табл. 3). Состав обломочного материала сохраняется тот же, что и в породах ранее описанных разрезов. Помимо алевритовой примеси в глинистой массе обнаружены и единичные песчаные зерна, в основном кварцевые. Спорадически встречаются обломочки кремнисто-хлоритовых и углисто-слюдяных сланцев. Наряду с остатками морских организмов в породах присутствуют обрывки тканей наземных растений, обычно в той или иной мере замещенных глобулярным пиритом. Для верхних горизонтов пачки характерны скопления спикул губок. Пелитовая фракция описываемых пород представлена в основном смектитом и гидрослюдой, содержащей примерно 15—20% разбухающих межслоев. В образцах, взятых из горизонтов, обогащенных спикулами губок, содержится много опала. В подчиненном количестве присутствуют хлорит, кварц и каолинит(?).

Как видно из анализов, приведенных в табл. 3, содержания элементов-примесей выдерживаются на протяжении всей описываемой пачки и их средние значения близки к тем, что были установлены для глинистых отложений по ранее описанным скважинам. Характерно, что в горизонте, соответствующем нижнему марганцевому уровню, по-прежнему отмечаются слабоповышенные (0,11%) содержания Mn (обр. 28). Хорошая сходимость данных, полученных по скв. 1718, 9113 и 1805, позволяет вывести средние содержания ряда элементов в глинистых отложениях внутренней зоны шельфа, $10^{-4}\%$:

Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
0,06	4,06	0,48	0,07	28	41	163	102	51	32	128	241	308

Верхняя пачка представлена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими подчиненные прослои алевритистых глин. В нижних слоях пачки преобладают глинистые алевролиты, содержащие многочисленные спикулы губок и значительно в меньшем количестве остатки радиолярий и фораминифер. Цементирующая масса в этих породах имеет глинисто-опаловый состав, алевритовый материал такой же, как и в нижележащей пачке. Вверх по разрезу глинистые алевролиты сменяются их песчанистыми разностями и мелкозернистыми песчаниками с глинистым, реже глинисто-известковым цементом. На глубине 29—30 м песчаники сильно заглинованы.

Песчаники помимо мономинеральных зерен (кварц, полевые шпаты, глауконит, значительно реже измененные темноцветные минералы) содержат значительное количество обломков измененных пород: глинистых алевролитов, аргиллитов и слюдяно-кремнисто-хлоритовых сланцев. Эти обломки хорошо различимы под микроскопом, но легко разрушаются при механическом воздействии, увеличивая содержание глинистой составляющей породы. Именно поэтому при механическом анализе подобных песчаников цифры, характеризующие их гранулометрический состав, несколько искажаются: содержания зерен псаммитовой фракции оказы-

ваются заниженными, а пелитовых частиц — соответственно завышенными.

Особенности химического состава пород песчано-алевритовой пачки отражены в табл. 3 (обр. 1-13). Из приведенных данных следует, что содержания ряда элементов в них отличаются от тех, которые свойственны породам нижней глинистой пачки. Так, от глинистых пород к песчано-алевритовым наблюдается отчетливая тенденция к уменьшению содержания Mn, Fe, Ti, Zn; увеличиваются содержания только Ва. Содержания остальных элементов в сравниваемых группах пород остаются примерно на одном уровне. Характерно распределение Mn в песчано-алевритовой пачке: при общем явно пониженном фоновом содержании этого элемента (0,03%) в ограниченном интервале разреза его концентрация повышается до десятых долей процента (обр. 1—5). Эти слои располагаются примерно в 50 м выше основания олигоцена, относятся к куюлусской свите и, по-видимому, отвечают верхнему марганцевому уровню, наметившемуся в ранее описанных разрезах.

Песчано-алевритовые отложения в составе рассматриваемого комплекса распространены ограниченно. Они локализируются в зоне сочленения северного крыла Чакрыганской синклинали с Каратауской мегантиклиналью, образуя в районе Мангышлакского месторождения тело площадью около 50 км² и мощностью до 30 м, с которым связаны залежи марганцевых руд (продуктивная пачка месторождения). Контур этого тела в плане в значительной мере определяются современным эрозионным срезом. Песчано-алевритовые отложения слагают интервал разреза, отвечающий нижней части среднего олигоцена (куюлусская свита?), согласно залегающая на глинистых породах нижнего олигоцена (подрудная пачка, узунбасская свита?). В южной части площади развития песчаных отложений они согласно, без признаков перерывов перекрываются глинами более высоких горизонтов среднего олигоцена, возможно, отвечающим кенджалинской свите (надрудная пачка). В северном направлении на продуктивную пачку с размывом ложатся слои средне-, а затем верхнемиоценового возраста. Переход от глинистых пород под- и надрудной пачек к заключенным между ними рудовмещающим песчаным отложениям происходит быстро и осуществляется путем постепенной потери песчаности и соответственного увеличения глинистости пород.

Подрудная пачка (мощностью 20 м), согласно залегающая на мергелях эоцена, представлена алевритистыми, голубовато-серыми глинами, содержание обломочного материала (фракция 0,1—0,01 мм) в которых изменяется от 10 до 50%, а более крупные зерна встречаются только спорадически. Сравнительно редки прослои глинистых алевритов. Состав обломочных зерен и пелитовой фракции тот же что и в породах, развитых за пределами месторождения. Содержание CO₂ в глинах подрудной пачки не превышает десятых долей процента, а в некоторых их разностях понижается до нуля. Содержание Mn в среднем составляет 0,05%, т. е. немного ниже кларкового уровня. На этом пониженном фоне только в одном горизонте (примерно на 7—10 м выше основания пачки) отмечаются несколько повышенные содержания Mn: в свежих породах оно достигает 1%, а в зоне окисления возрастает до нескольких единиц процентов. В последнем случае породы приобретают интенсивную черную окраску, из-за которой их часто принимают за бедные сажистые руды. Горизонт «сажистых руд», по-видимому, соответствует нижнему марганцевому уровню, который выделялся в глинистых фациях олигоцена.

Надрудная глинистая пачка сложена однородными бескарбонатными глинами табачно-серого цвета, смектит-гидрослюдистого состава. Глины практически лишены примеси обломочного материала: содержание пелитовой фракции в них около 98%. Содержание Mn в среднем составляет 0,02%, т. е. ниже, чем в глинах подрудной пачки.

Содержание элементов примесей в глинистых отложениях под- и надрудной пачек держится примерно на одном уровне и близко к тем значе-

Средние содержания элементов в глинах

Пачка	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	Ba
Подрудная	0,04	2,50	0,42	0,03	23	75	185	120	57	23	90	206	590
Надрудная	0,02	4,46	0,53	0,05	35	120	100	200	70	30	180	170	500
Глина за пределами продуктивной пачки	0,06	4,06	0,48	0,07	28	41	163	102	51	32	128	241	308

Примечание. Содержание Mn, Fe, Ti и P приведено в процентах, остальных элементов — в 10^{-4} %.

Таблица 5

Гранулометрический состав терригенных пород продуктивной пачки

Породы межрудных пластов						Породы, непосредственно вмещающие рудные стечения					
Номер образца	Фракции, мм; содержание, %				Тяжелая фракция	Номер образца	Фракции, мм; содержание, %				Тяжелая фракция
	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01			0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
1	0,02	21,43	45,26	33,29	0,56	12	0,30	12,83	65,14	21,73	0,42
2	0,02	29,11	38,33	32,54	0,23	13	0,01	5,17	62,44	32,38	0,39
3	0,01	13,35	75,21	11,43	0,18	14	0,01	8,87	67,05	24,07	0,39
4	0,01	10,46	61,24	28,29	0,42	15	Следы	8,83	57,36	33,81	0,60
5	0,01	13,01	61,43	25,55	0,64	16	»	17,12	77,28	5,60	0,49
6	Следы	10,18	64,88	24,94	0,97	17	»	18,16	66,26	15,58	1,08
7	0,01	6,77	70,41	22,81	0,15	18	0,10	10,89	58,07	30,39	3,29
8*	0,03	4,80	57,84	32,38	4,45	19	0,01	5,35	67,63	27,01	0,35
9	0,02	3,16	54,71	42,09	0,63	20	—	5,42	67,60	26,80	0,34
10	0,02	9,40	62,25	28,33	1,14	21	0,01	6,18	58,91	34,90	0,37
11	0,03	12,38	64,90	22,29	3,02	—	—	—	—	—	—
Пределы изменений содержания	Следы—0,03	3,16—29,11	15,39—75,21	11,43—42,09	0,15—4,45	Пределы изменений содержания	Следы—0,30	5,17—18,16	53,36—77,28	5,60—34,90	0,34—3,29
Среднее содержание	0,015	12,21	59,67	27,66	0,44	Среднее содержание	0,04	9,88	64,77	25,22	0,49

* 4,95% породы составляют зерна >0,5 мм; полужирным шрифтом выделены значения, неучитываемые при подсчете средних содержаний.

ниям, которые были получены для глин, развитых за пределами продуктивной пачки месторождения (табл. 4).

Терригенные породы продуктивной пачки представлены в основном песчанистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Обломочные зерна составляют 60—90% породы. Среди них преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют измененные полевые шпаты, преимущественно кислые плагиоклазы. В некоторых прослоях в значительных количествах также содержится глауконит, минералы группы эпидота и гидротированный биотит. В единичных зернах встречаются циркон, турмалин, рутил, апатит, сфен, минералы группы анатаз — брукит, ильменит, лейкоксен и обломочки кремнисто-глинистых пород. Характерными аутигенными образованиями являются опал и значительно реже цеолиты. Возможно аутигенное происхождение некоторой части глауконитовых зерен. Породы часто содержат остатки морских организмов, преимущественно спиккулы губок, реже микрофауну плохой сохранности, а также обломки раковин моллюсков и панцирей членистоногих. Спорадически встречаются остатки растений.

Промежутки между обломками выполнены глинистой массой смектитового, реже гидрослюдистого состава, в которой помимо этих компонентов в очень малых количествах присутствуют хлорит, кварц и цеолиты из группы гейландита. В прослоях, обогащенных спиккулами губок, в цементирующей массе содержится опал.

Содержания элементов в терригенных породах продуктивной пачки

Таблица 6

Номер образца	CO ₂	C _{орг}	Mn	Fe	Ti	P	Co	Ni	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Sr	B ₁
<i>Породы межрудных пластов</i>															
1	12,75	Нет	0,08	1,90	0,32	Нет	8	46	92	72	30	7	50	130	364
2	0,15	»	0,08	2,04	0,35	»	10	72	140	75	17	9	75	365	549
3	Нет	»	0,03	2,20	0,30	»	12	58	130	60	32	12	56	347	570
4	»	»	0,02	0,23	0,26	0,04	20	43	100	91	21	13	66	364	616
5	2,10	»	0,04	2,23	0,31	0,06	20	48	135	200	18	7	73	321	551
6	Нет	»	0,04	1,95	0,31	0,06	18	39	80	50	Нет	16	63	285	610
7	»	»	0,04	2,23	0,31	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пределы изменений содержаний	нет— 12,75	Нет	0,02— 0,08	0,23— 2,23	0,26— 0,35	Нет— 0,06	8—20	39—72	92—140	50—200	Нет—32	7—16	50—75	130—365	364—616
Среднее содержание	—	Нет	0,04	2,09	2,29	0,03	15	51	113	70	20	11	64	336	579
<i>Породы, непосредственно вмещающие рудные стяжения</i>															
8	0,15	Нет	0,07	1,56	0,29	Нет	21	76	116	62	Нет	9	44	393	515
9	Нет	»	0,07	1,95	0,26	0,05	20	43	200	20	18	15	65	475	603
10	»	»	0,08	1,78	0,31	0,04	22	55	60	60	30	14	71	300	585
11	»	0,16	0,05	2,13	0,30	0,05	20	36	60	200	Нет	6	64	433	576
12	»	Нет	0,05	1,96	0,33	0,06	23	53	100	100	20	12	66	387	587
13	»	»	0,06	1,95	0,31	0,07	20	33	120	150	50	9	70	220	577
14	6,25	»	0,03	2,23	0,26	0,12	25	29	70	60	16	8	56	284	504
15	Нет	»	0,03	1,95	0,26	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пределы изменений содержаний	Нет— 6,25	Нет	0,03— 0,08	0,79— 2,50	0,26— 0,33	Нет— 0,12	20—25	29—76	60—200	20—150	Нет—50	8—15	44—71	220—475	504—603
Среднее содержание	—	Нет	0,05	1,95	0,29	0,05	21	46	87	75	19	10	62	356	564
Среднее содержание в пачке (в целом)	—	—	0,04	2,02	0,29	0,04	18	48	100	72	20	10	63	346	571

Примечание. Содержание CO₂, C_{орг}, Mn, Fe, Ti, P приведено по данным химических анализов, %; остальных элементов — по данным рентгенофлуоресцентного анализа, за исключением Co, V, Cr (приближенный количественный спектральный анализ, метод «просыпки»), 10⁻⁴%; полужирным шрифтом выделены значения, неучитываемые при подсчете средних содержаний; прочерк означает отсутствие анализа.

В текстурном отношении терригенные породы продуктивной пачки либо однородны, либо характеризуются слабо намечающейся грубой горизонтальной слоистостью. Только в двух обнажениях в них отмечалась косоволнистая слоистость с характерными срезами мульдобразно изогнутых серий слоев.

Характерно, что состав, структурные и текстурные особенности описываемых отложений выдерживаются в разрезе всей продуктивной пачки. Особенно интересно то обстоятельство, что никаких существенных отличий не несут породы, как непосредственно вмещающие марганцевые руды, так и слагающие «пустые» пласты, разобщающие рудоносные горизонты. Эти отложения не только имеют сходный петрографический состав, но и близки по своим гранулометрическим свойствам (табл. 5)⁴ и геохимическим особенностям (табл. 6). Идентичность сравниваемых образований позволяет характеризовать терригенные породы продуктивной пачки в целом.

Терригенные породы продуктивной пачки, как правило, бескарбонатны и не содержат органического вещества. Только в тех случаях, когда продуктивная пачка непосредственно перекрывается известняками миоценового возраста, в породах (в самых верхних горизонтах) отмечается карбонатный цемент, появление которого связано с вторичными процессами. Мощность зоны карбонатизации изменяется от нескольких сантиметров до 5 м, причем ее нижняя граница, как правило, очень неровная, осложненная карманами и заливами, глубоко проникающими в неизмененные породы. Именно вторичной карбонатизацией объясняется повышенная карбонатность в обр. 1 (см. табл. 6). В некоторых случаях повышение карбонатности до первых процентов обусловлено присутствием в породах остатков кальцитизированных раковин. Изредка встречаются стяжения, сложенные чистым кальцитом. В песчанистой массе, вмещающей эти стяжения, признаки карбонатности отсутствуют.

Сравнение средних содержаний элементов в песчанистых породах продуктивной пачки и в глинистых отложениях показывает, что в песчанистых породах содержания Mn, Fe, Ti, P, Co, V, Cr, Cu, Pb и Zn держатся на более низком уровне, чем в глинах, и только содержания Sr и Ba несколько возрастают, не превышая, однако, кларковых значений.

Марганцевые руды приурочены к верхней части продуктивной пачки и сосредоточены в интервале разреза мощностью 10—15 м, где они локализируются в нескольких пластах, разобщенных песчанистыми породами, не несущими никаких признаков оруденения. В пределах рудоносных пластов песчанистые породы обогащены марганцевыми стяжениями, сложенными песчано-алевролитовым материалом, сцементированным карбонатами и окислами марганца. Последние образовались в результате окисления первичных карбонатов Mn.

В литературе неоднократно обсуждался вопрос об условиях накопления песчанистых рудовмещающих отложений. По мнению Е. С. Тихомировой [22], они накапливались в мелководных прибрежных условиях в период максимальной регрессии моря. И. П. Дружинин [6, 7] считает эти отложения глубоководными и полагает, что они формировались в период тектонической стабилизации региона, который предшествовал регрессии моря. Региональная регрессия моря, по мнению этого автора, началась со времени накопления кенджалинской свиты. Далее он приходит к выводу, что руды локализируются среди отложений гидродинамически активных фаций — в зонах действия волн и морских течений.

Авторы настоящей статьи, так же как и Е. С. Тихомирова, рассматривают отложения продуктивной пачки как мелководные образования. Однако представляется ошибочным вывод о том, что их накопление происходило в период регрессии олигоценевого бассейна: появление единичного песчаного выброса, каковым является продуктивная пачка месторождения, отнюдь не является показателем регионального обмеления

⁴ В табл. 5 приведены данные механического анализа. Как уже отмечалось при этом анализе, значения, характеризующие содержания зерен псаммитовой фракции, оказываются несколько заниженными.

моря. Более того, обращает на себя внимание кратковременность периода поступления в морской бассейн песчанистого материала и локализация его на очень ограниченной площади. Полагаем, что в этом вопросе более правильную позицию занимает И. П. Дружинин, рассматривающий куюлусское время как переходное между трансгрессивным и регрессивным седиментационными циклами. Добавим только, что, с нашей точки зрения, резкое изменение режима осадконакопления, повлекшее за собой общее обмеление бассейна, связано не с начальным, а с заключительным этапом формирования кенджалинской свиты (конец среднего олигоцена).

Нерешенным окончательно остается вопрос о фациальной принадлежности песчанистых отложений продуктивной пачки. Сложность заключается в том, что эти образования слагают тело, контуры которого в значительной мере определяются эрозионным срезом. Севернее месторождения продуктивная пачка размыта, т. е. уничтожена та ее часть, которая непосредственно примыкала к олигоценовой береговой линии. Это обстоятельство затрудняет генетическую диагностику сохранившейся части песчанистых пород. Судя по текстурным признакам и комплексу заключенных в этих отложениях органических остатков, они накапливались во внешней части подводной дельты и могут рассматриваться как гидродинамически активные образования.

Тело, сложенное песчанистыми породами, занимает определенное структурное положение: песчанистые отложения представлены только в северном, более крутом и осложненном разломами крыле Каратауской мегантиклинали. Основная зона разрывных нарушений ориентирована параллельно простиранию этой структуры, т. е. в северо-западном направлении. Она отчетливо выражена и имеет большую протяженность. Значительно труднее распознаются более мелкие, оперяющие эту зону разломы и трещины, простирание которых близко к меридиональному. При съемочных работах последних лет подобные оперяющие нарушения были выявлены в нескольких километрах южнее Мангышлакского месторождения и установлено, что рудовмещающие песчаники накапливались вблизи сочленения этих разрывов с основной зоной разломов. Появление песчаных выбросов именно в тектонически активной части структуры закономерно, так как именно здесь эпизодически могли возникать относительно резко приподнятые блоки, размыв которых обуславливал поступление в бассейн более грубого псаммитового материала.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Начало олигоцена ознаменовалось общим увеличением интенсивности прогибания региона, сопровождавшимся разнонаправленными движениями, обусловившими дифференциацию рельефа морского дна и блоковое строение основания, на котором началось накопление майкопской серии.

2. Мангышлакское месторождение локализуется среди отложений, накопление которых происходило во внутренней зоне шельфа олигоценового моря. В этой зоне в нижнем и среднем олигоцене формировались преимущественно глинистые породы при крайне ограниченном развитии песчанистых разностей.

3. Состав глинистых пород выдерживается как в разрезе, так и по простиранию комплекса. Глинистые породы преимущественно бескарбонатны. Их слабоизвестковистые разности свойственны только самым нижним слоям олигоцена, а в более верхних его горизонтах встречаются только спорадически. Главными пороодообразующими минералами являются смектит и гидрослюда при отсутствии или крайне ограниченном распространении каолинита. Последнее указывает на то, что поступление глинистого материала происходило с участков суши, на которых отсутствовала зрелая кора выветривания.

4. В глинистых породах неизменно присутствует примесь алевроитовых зерен, состав которых постоянен. Это свидетельствует о том, что источник сноса терригенного материала в рассматриваемый промежуток времени сохранялся один и тот же. Алевроитовый материал распростра-

няется по разрезу глинистой толщи равномерно и только при приближении к Каратауской мегантиклинали (предполагаемый источник сноса) его содержание начинает увеличиваться в интервале разреза, отвечающем нижнему и среднему (начало) олигоцену.

5. Характерной особенностью глинистых пород является одновременное присутствие в них остатков наземных растений и морских организмов, а также гецефицированного органического вещества гумусового и сапропелевого происхождения. Подобный комплекс органических остатков характерен для отложений, накапливающихся сравнительно недалеко от береговой линии, во внутренней зоне шельфа.

6. На протяжении всего разреза глинистой толщи в ней не отмечалось следов местных и тем более региональных размывов либо каких-нибудь других признаков, свидетельствующих о временном осушении или обмелении бассейна. Таким образом, осадконакопление в среднем олигоцене носило непрерывный характер. Более того, оно происходило в спокойных условиях, на что указывает субпараллельная ориентировка глинистых частиц.

7. В глинистых отложениях всех изученных разрезов содержание элементов-примесей сохраняется постоянным и близко к кларковым. Некоторая неравномерность распределения свойственна только марганцу: на общем кларковом фоне намечаются два стратиграфических уровня, на которых содержание Mn повышается до первых десятых долей процента.

8. Более грубые, песчанистые разности терригенных пород локализуются среди глин в небольшом, резко очерченном теле, которое приурочено к нижним горизонтам среднего олигодена и располагается в активном (в тектоническом отношении) крыле Каратауской мегантиклинали.

9. Накопление рассматриваемого комплекса пород началось в условиях трансгрессирующего морского бассейна. В течение раннего олигодена трансгрессия нарастала, в среднем олигоцене этот процесс замедлился. Большая часть среднего олигодена (куюлусская и кенджагинская свиты) — период относительной тектонической стабилизации региона, предшествующий регрессивному циклу осадконакопления. Спорадическое появление в среднем олигоцене песчанистых отложений связано не с общим увеличением площади суши, а с эпизодическим возникновением в ее пределах отдельных приподнятых блоков, в результате размыва которых и образовались более грубые осадки.

10. Марганцевые руды ассоциируют только с песчанистыми отложениями, среди которых они образуют несколько пластов. В пределах этих пластов рудное вещество (карбонаты и окислы марганца) локализуется в стяжениях. Установлено, что окисленные руды образовались по карбонатам Mn, т. е. являются вторичными.

11. Руды локализуются среди отложений, содержание марганца в которых не превышает кларкового уровня. При этом характерно, что в собственно рудовмещающих песчанистых отложениях оно даже ниже, чем в глинах, развитых за пределами продуктивной пачки. В породах продуктивной пачки по сравнению с глинами понижены не только содержания Mn, но и Fe, Ti, P и большинства малых элементов. Исключением являются только Sr и Ba, содержание которых выше, чем в глинах, но тем не менее остается ниже кларкового уровня.

В заключение следует наметить перспективы начатого исследования. Представляется, что оно должно развиваться в двух направлениях. Прежде всего в дополнение к изложенным данным должен быть подробно рассмотрен вопрос о составе и особенностях формирования руд Мангышлакского месторождения. Далее должны быть проведены работы, направленные на изучение олигоценых отложений, развитых за пределами внутренней зоны шельфа. Это позволит составить представление об особенностях осадконакопления в олигоцене бассейна в целом, что в свою очередь будет способствовать успешному разрешению проблемы марганценосности майкопской серии.

1. Андрусов Н. И. Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907 г.— Тр. Спб о-ва естествоиспытателей, 1907, т. 35, вып. 5, с. 103—116.
2. Баярунас М. В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака — Зап. Спб минерал. о-ва, 1912, сер. 2, ч. 49, с. 19—68.
3. Бердичевская М. Е., Рахманов В. П. О перспективах выявления марганцевых руд на полуострове Мангышлак.— В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1981, с. 157—169.
4. Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд. АН СССР, 1946. 314 с.
5. Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Столяров А. С., Яншин А. Л. Современное состояние стратиграфии и палеогеографии морского олигоцена и нижнего миоцена Закаспия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 3, с. 20—35.
6. Дружинин И. П. Фациальный контроль марганцевого оруденения Мангышлака и циклический тип строения разреза.— В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 191—200.
7. Дружинин И. П. Ассоциация черных, цветных, редких и рассеянных металлов и элементов в марганценосном разрезе Мангышлака.— Геохимия, 1980, № 8, с. 1207—1221.
8. Круг Е. В. Отчет по исследованию месторождения марганцевых руд на Мангышлаке.— Матер. по общей и прикл. геологии, 1927, вып. 51. 17 с.
9. Магретова М. Д., Петров О. Е., Плещеев И. С. и др. Геологическая карта КазССР масштаба 1 : 500 000, сер. Западно-Казахстанская. Объяснит. записка М.: Изд. ВСЕГЕИ, 1980. 211 с.
10. Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1960, № 3, с. 653—656.
11. Мнушкин Л. Б. Марганец на полуострове Мангышлак.— Изв. АН КазССР, 1974, № 1, с. 97—101.
12. Морозова В. Г., Столяров А. С., Тихомирова Е. С. Биостратиграфия и литолого-фациальное строение нижнемайкопских марганценозных отложений Южного Мангышлака.— Сов. геология, 1968, № 7, с. 18—31.
13. Мстиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры Южного Мангышлака.— Сов. геология, 1960, № 2, с. 124—128.
14. Мстиславский М. М., Столяров А. С., Тихомирова Е. С. Литологические особенности майкопских отложений Южного Мангышлака.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 4, с. 38—50.
15. Николаева С. К., Прусова И. А. Палеоген северо-западного Устюрта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 3, с. 36—46.
16. Семенов Г. И., Столяров А. С. О характере разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 1, с. 84—95.
17. Соколова Е. А., Домбровская Ж. В., Тропп Е. Б. Особенности строения и формирования рудных залежей Мангышлакского марганцевого месторождения в Казахстане.— В кн.: Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984, с. 242—249.
18. Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 5, с. 55—78.
19. Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлакского плато.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, № 3, с. 3—26.
20. Столяров А. С., Шарков А. А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене бассейне Южного Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 4, вып. 6, с. 20—33.
21. Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
22. Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганценозных отложений Мангышлака.— Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 75—104.
23. Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с.
24. Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. XXV, вып. 4, с. 3—42.

УДК 551.312.3(571.15)

ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО АЛЛЮВИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

ГУНЧЕНКО Е. И.

В среднепалеозойских отложениях орогенных впадин Алтае-Саянской складчатой области выделены динамические типы древнего констративного аллювия. На основе различного сочетания динамических типов в геологическом разрезе по вертикали предложено понятие об эволюционном профиле древних аллювиальных отложений, с использованием которого можно выделять стадии конседиментационного развития впадин, а вместе с тем и проводить комплексный анализ развития аккумулятивного и сопряженного с ним денудационного палеорельефа.

Среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования орогенных впадин (Минусинской, Тувинской, Усинской, Улугуйской, Ийхемской и др.) восточной части Алтае-Саянской складчатой области образуют седиментационный цикл высшего порядка. Он имеет асимметричное трансгрессивное строение и состоит из трех частей. Первая часть — преимущественно субаэральная осадочно-вулканогенная с подчиненной ролью морских (таштыпская свита), озерных и аллювиальных (саглинская свита) отложений. Вторая часть — осадочная, с преобладанием потоковых фаций. Она представлена пестроцветной молассоидной формацией — морскими, озерными, аллювиальными, пролювиальными и субаэральными отложениями (D_2 и D_2^1). Третья часть — осадочная, существенно бассейновая, представлена тонкообломочными отложениями крупных озер (озер-морей) с подчинением аллювиальных толщ и с большим участием в разрезе пирокластического материала (C_1 турне и вize).

На протяжении последнего десятилетия совершенствование критериев локального прогноза различных экзогенных полезных ископаемых являлось основной целью углубленного тематического литолого-фациального анализа пестроцветной молассоидной формации Минусы и Тувы. В первую очередь это относится к аллювиальным отложениям атакшильской, толтаковской (D_2), уюкской (D_2), бегрединской, ойдановской (D_2^1), джаргинской, тубинской (D_2^3), суглугхемской (C_1^1) и других свит. В сочетании с морскими или озерными отложениями аскизской, илеморовской, сарагашской, бейской (D_2) и кохайской (D_2^2) свит они последовательно группируются в подчиненные циклы.

Эти циклы состоят из нижних членов, преимущественно аллювиальных, и верхних — мелководно-морских или озерных, связанных между собой, как правило, постепенными литолого-фациальными переходами. Подтверждением этого обстоятельства является наличие переходных пачек между большинством названных свит.

Основной структурно-вещественной единицей детально изученных аллювиальных отложений является элементарный седиментационный цикл (ЭЦ), или цикл первого порядка, под которым понимается набор или сочетание элементов (частей, членов) — пород, объединяемых исторической общностью становления и последующего существования и наиболее тесной структурной связью. Однотипный и ограниченный набор текстур и уменьшение в каждом ЭЦ снизу вверх размеров зерен осадка — породы, тысячи раз повторяясь в названных свитах в устойчивой последовательности элементов (членов) ЭЦ, образуют фации, которые позволяют отвести возможную конвергенцию диагностических признаков осадков-пород и уверенно принять модель аллювиального осадкона-

копления, закономерными составляющими которой являются ЭЦ (отдельные реки) и их совокупности в ранге пачек, подсвит и свит.

Полно выраженные аллювиальные ЭЦ состоят из первого (нижнего или базального) элемента, представленного русловой фацией (песчаники от мелкозернистых и крупнее, гравелиты, конгломераты), второго, пойменного элемента (песчаники, алевропесчаники, алевролиты), третьего элемента — субаэральных, бывших пойменных алевропесчаников и алевролитов с возрастанием к кровле количества карбонатных конкреций, нередко переходящих в карбонатные панцирные коры — каличе мощностью до 5—10 м [1], и четвертого, такырно-озерного элемента (песчаники, алевропесчаники, алевропелиты).

Границами ЭЦ являются поверхности эрозионного несогласия в подошве нижних, русловых элементов. Каждая из выделенных фаций аллювия в большинстве ЭЦ состоит из нескольких субфаций: пристрежневой, прирусловой отмели, перекастов, прирусловой и окраинной поймы, стариц, пойменных озер и др.

Отличительное свойство среднепалеозойского аллювия Тувы и Минусы состоит в региональном развитии бронирующих пластов каличе. Эти гипергенные диагенетические метасоматиты имеют линзовидное, пластовое или прерывисто-покровное залегание. В зависимости от своей латеральной корреляционной емкости в геологопоисковой практике они используются как основные или вспомогательные маркирующие горизонты. Они закономерно расположены в верхней, субаэральной части пойменных фаций ЭЦ, являются показателями кратковременных перерывов в аккумуляции аллювия и свидетельствуют вместе с преобладающей красноцветной окраской пород об аридизации климата.

Несмотря на определяющий механизм длительного прогибания и осадконакопления, в каждой из впадин образуются разные литолого-фациальные комплексы — от грубообломочных плохо сортированных толщ пролювия до озерных и морских отложений. Из этого неизбежно следует, что прогибание имеет во времени разные режимы. Аккумулятивная структура не является всего лишь пассивным приемником обломочного материала из области сноса. Так, в относительно кратковременном выражении отдельных подсвит и крупных пачек различаются режимы накопления аллювия. Они включают в себя изменение скорости прогибания впадины, вплоть до полной остановки или значительного замедления погружения, когда успевают образоваться мощные пласты каличе со зрелым профилем или пачки конкреционных субаэральных отложений мощностью до 50÷100 м.

Среднепалеозойский аллювий пестроцветной молассоидной формации, будучи полициклической или многоярусной прерывисто-унаследованно сформированной осадочной толщей с фиксированными для каждого ЭЦ геологическими границами, является исключительно благоприятным объектом для анализа истории геологического развития каждой речной долины и соответствующего ей, перешедшего в погребенное состояние ЭЦ, а также всей аккумулятивной структуры той или иной впадины и сопряженного с ней, но уже не сохранившегося денудационного палеорельефа.

Богатейший фактический материал, полученный на основе послойного изучения десятков тысяч метров керна пород, сотен естественных обнажений и горных выработок, позволил впервые для Алтае-Саянской складчатой области эмпирически выявить несколько закономерностей цикличности аллювиальной аккумуляции, наиболее важными из которых являются: 1) с увеличением мощностей свит возрастает мощность ЭЦ, составляющих эти свиты; возрастание мощности свиты происходит не столько из-за роста числа ЭЦ, сколько вследствие увеличения мощностей элементов в каждом цикле; маломощные части свит сложены меньшим числом ЭЦ с малой мощностью последних; 2) максимальный (1,5—2 км) рост мощностей свит сопровождается резко увеличенными мощностями нижних, русловых элементов циклов; 3) структурно-фациальные зоны с наибольшими мощностями свит характеризуются слабой фациально-

Параметры структуры аллювиальных элементарных циклов (ЭЦ) в

Свита	Местонахождение разреза	Суммарное число ЭЦ и их элементов				
		1	2	3	4	ЭЦ
Тувинская						
Атакшильская D ₂ gv at	Хадынская мульда, по подсвитам снизу вверх (по 10 скважинам):					
	I — песчанико-гравелитовая (М 360 м)					55
	II — алеврслито-песчаниково-гравелитовая (М 170 м)					70
	III — гравелито-песчаниковая (М 310 м)					46
	IV — песчанико-алевролитовая (М 75 м) для всей свиты					7
	Кочетовская синклиналь, р. Элегест	4	1	1	—	5
Бегрединская D ₃ fg bg	Хребет Западный Танну-Ола, гора Мерге у пос. Хандагайты	20	16	19	1	20
	Перевал Хундургун	14	14	12	—	14
	Гора Ку-Даг, урочище Улуг-Арт	7	7	7	—	7
Джаргинская D ₃ fm dj	Онкажинская мульда:					
	скв. 351	18	10	11	—	18
	скв. 352	21	17	10	—	21
	скв. 353	17	13	15	—	17
	скв. 350	25	10	16	—	25
	Хребет Хербис, урочище Кадыр-Даш	10	9	9	—	10
	Хребет Западный Танну-Ола, перевал Хундургун	13	13	6	—	13
	Левобережье р. Боршин-Гол	51	46	51	13	51
	Гора Мерге	20	16	13	1	20
	Бассейн р. Большой Шивелиг (по 11 скважинам)	149	109	37	1	149
	Левобережье р. Хондерге	6	6	3	—	6
Минусинская						
Ойдановская D ₃ fg od	Солгонский кряж					
	скв. 356	8	8	7	—	8
	скв. 364	20	19	20	—	21
	скв. 374	17	16	16	6	18
Тубинская D ₃ fm tb	По 45 скважинам	—	—	—	—	924
Хребет						
Иджимская D ₃ fm id	Усинская впадина р. Ус	8	8	7	—	8

Примечание. 1, 2, 3, 4 — элементы циклов (от русловых отложений к тапкырно-озерным).

циклической дифференцированностью по вертикали. По различию мощностей элементов выделяются три динамических типа аллювиальных циклов на площади и в разрезе (фигура, таблица). В первом типе русловой элемент преобладает над пойменным, вплоть до полной редукции отложений прирусловой и окраинной пойм, особенно субаэральных ее частей. Весьма показателен здесь трудно поддающийся расчленению на свиты верхнедевонский разрез (общая мощность > 2 км) в верховьях р. Чадана (Тува, центральная часть хр. Западный Танну-Ола), где мощности аллювиальных ЭЦ часто достигают 75–100 м, причем на долю пойменной фации приходится не более 1–2 м. Второй тип представляет примерное равенство мощностей руслового и пойменного элементов. В третьем типе пойменный элемент преобладает над русловым, иногда до сильной редукции последнего. Породы третьего типа ярко выражены в тубинской свите (D₃³) Минусинской впадины, где участвуют в строении ни-

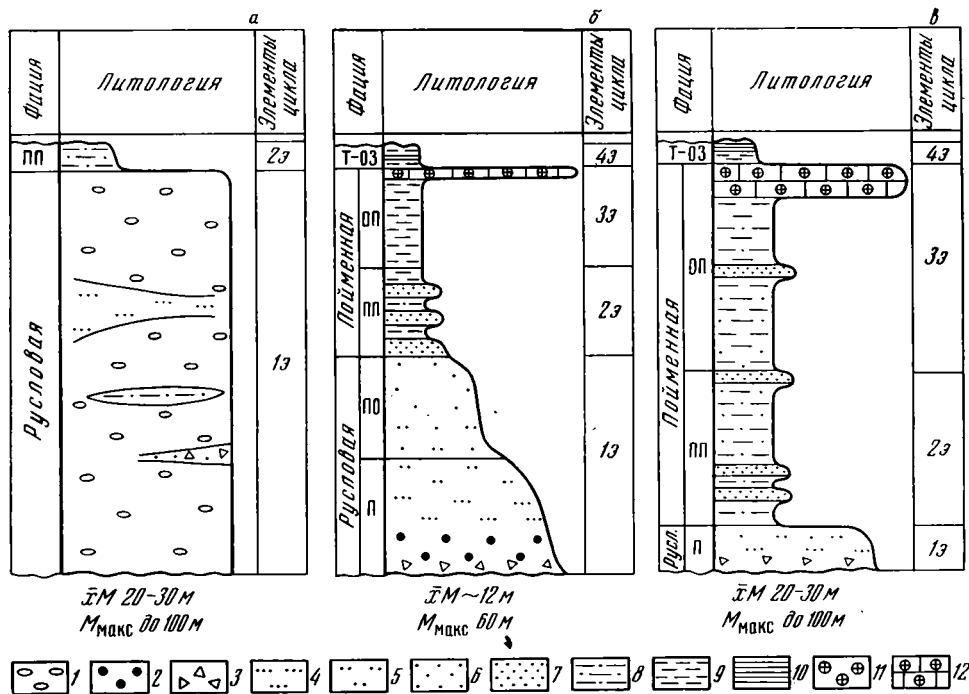
среднепалеозойских аллювиальных отложениях Тувинской и Минусинской впадин

Суммарная мощность ЭЦ и их элементов, м					Среднеарифметическая мощность, м				
1	2	3	4	ЭЦ	1	2	3	4	ЭЦ
впадина									
500,6	161,4	114,3	7,6	783,6	9,4	2,9	2,1	0,2	14,3
341,6	266,5	136,1	1,1	745,3	4,9	3,8	1,9	0,01	10,6
352,2	151,4	117,9	41,4	662,9	7,7	3,3	2,5	0,9	14,4
25,7	6,4	37,3	25,1	94,5	3,7	0,9	5,3	3,6	13,5
46,4	3,0	4,4	—	53,8	6,8	3,3	2,3	0,4	12,8
					11,6	3,0	4,4	—	10,7
333,6	95,7	122,0	2,5	553,8	16,7	4,7	6,1	0,1	27,6
107,7	138,7	154,2	—	400,6	7,7	9,9	11,0	—	28,6
37,7	15,4	12,4	7	65,5	5,4	2,2	1,7	—	9,3
186,9	21,2	35,8	—	243,9	10,4	1,2	2,0	—	13,6
200,1	44,9	32,2	—	277,2	9,5	2,2	1,5	—	13,2
202,5	48,5	55,4	—	300,4	11,9	2,9	3,3	—	18,0
200,0	16,5	55,3	—	271,8	8,0	0,7	2,2	—	10,9
128,2	35,9	48,4	—	212,5	12,8	3,9	5,3	—	21,2
346,3	294,5	101,4	—	742,2	26,6	22,7	7,8	—	57,1
756,8	175,0	433,3	61,4	1426,5	14,8	3,4	1,2	4,7	27,9
521,5	91,0	103,5	1,0	717,0	26,1	4,5	5,2	0,1	35,8
851,3	299,7	87,4	1,4	1239,8	5,7	2,7	2,3	1,4	8,3
98,5	32,5	11,5	—	142,5	16,4	5,4	1,9	—	23,7
впадина									
45,2	41,8	53,0	—	140,0	5,6	5,2	7,8	—	17,5
56,2	31,2	135,6	44,1	267,1	2,9	1,6	6,8	7,2	12,7
40,2	37,0	90,4	15,6	183,2	2,4	2,3	5,6	5,2	10,2
—	—	—	—	10327,0	—	—	—	—	11,0
Западный Саян									
13,6	40,4	94,8	—	148,8	1,7	5,1	11,8	—	18,6

жней части свиты, и наиболее типичны для пестроцветной прикровельной пачки. В этих ЭЦ мощностью до 50÷100 м субаэральные отложения пойменной фации резко преобладают над отложениями русловой фации. Как и в крайних вариантах первого типа, ЭЦ третьего типа могут приблизиться к монопородному составу.

Из трех типов циклов преобладающим во всех изученных аллювиальных свитах (атакшильской, бегрединской, ойдановской, джаргинской, тувинской) оказался первый тип или промежуточная разновидность, переходная от первого ко второму типу. Во многих разрезах тувинской свиты Минусинской впадины преобладает третий тип.

В. В. Ламакин [2, 3] впервые выделил три динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений, дав им названия инстративной (фаза выстилая при врезании реки), перстративной (перестилаемой фазы, соответствующей динамическому равновесию между врезанием ре-



Типы: а — I ЭЦ с редукцией пойменного и такырно-озерного элементов ($\bar{xM}$ 20—30 м; $M_{\max}$ до 100 м); б — II ЭЦ с равновесным балансом элементов ($\bar{xM}$ 12 м; $M_{\max}$ 60 м); в — III ЭЦ с редукцией руслового элемента ($\bar{xM}$ 20—30 м; $M_{\max}$ до 100 м) 1 — конгломерат; 2 — гравелит; 3—6 — песчаник (3 — разнотельный, 4 — средне-, 5 — мелко-, 6 — тонкозернистый); 7 — алевропесчаник; 8 — алевролит; 9 — алевропелит; 10 — автокластическая брекчия алевролитов; 11 — карбонатная конкреция; 12 — каличе

$\bar{xM}$ — среднеарифметическая мощность ЭЦ. Фации и субфации: Т-ОЗ — такырно-озерная; П — пристрежневая; ПО — прирусловая отмель; ПП — прирусловая пойма; ОП — окраинная пойма

ки и накоплением аллювия) и констративной (настилаемой при избыточной аккумуляции пойменного аллювия).

Выделенные нами три типа аллювиальных циклов в пределах впадин по своему геологическому содержанию соответствуют констративной динамической фазе.

В. В. Ламакин, изучая четвертичный аллювий, рассматривал развитие динамических фаз речных долин и аллювия только по латерали. В силу объективных причин выделенным фазам он придавал в конечном итоге тектоническое содержание. Однако изучавшиеся им речные долины находились в стадии формирования, а накопление аллювия являлось незавершенным геоморфологическим процессом. В отличие от этого три динамических типа констративных аллювиальных циклов с различными по мощности элементами, выделяемых нами, рассматриваются в фиксированном геологическом разрезе, по вертикали, как завершенный результат аккумуляции аллювия одного или нескольких ЭЦ, перешедших в ископаемое, погребенное состояние.

В то же время терригенный материал каждого из трех типов ЭЦ является транзитным и его различия по гранулометрическому составу и по соотношению мощностей элементов находятся в полном соответствии с различиями трех динамических фаз аллювия, выделенных В. В. Ламакиным. Однако эти фазы применительно к среднепалеозойским орогенным впадинам Алтае-Саянской складчатой области проявлялись за пределами последних, в верхних отрезках транзитных рек, приуроченных к области размыва в контурах денудационных структур, сопряженных с этими впадинами. Конечно, сами области поднятия и размыва не сохранились ни в осадочных разрезах, ни в кайнозойском рельефе, но эрози-

онно-аккумулятивные процессы, протекавшие в них, косвенно, опосредованно запечатлелись или сохранились в особенностях структуры, мощности и вещественного состава элементов аллювиальных циклов, самих ЭЦ и их наборов в пределах впадин. Более того, характер и интенсивность процессов размыва и сноса осадочного материала в областях денудации (или в питающих провинциях) находят отражение даже в гранулометрическом составе терригенных озерных отложений (например, в илеморовской свите, D_2).

Таким образом, консервация в геологическом разрезе одной или нескольких разновидностей констративного аллювия тесно связана с динамической стадией развития реки на всем ее протяжении как в области погружения и перехода аллювия в погребенное состояние, так и в прилегающей области размыва.

Концепция формирования рельефа, берущая начало в учении В. М. Дэвиса о географическом цикле, широко пользуется выдержавшими проверку временем терминами «юность», «зрелость», «дряхлость» рельефа. При этом и в трудах самого В. М. Дэвиса, и в многочисленных, в основном, геоморфологических и географических, работах его последователей речь шла только о путях развития денудационного рельефа. В дополнение к этому, исходя из практических потребностей прогнозирования различных экзогенных типов полезных ископаемых (медистых песчаников, гипса, фосфоритов, соли, цеолитов, анальцита, родусита, флюорита и др.), автор предлагает основные принципы и терминологию учения о географическом цикле распространить также на анализ аккумулятивных структур и выполняющих их осадочных образований, какими являются среднепалеозойские впадины Алтае-Саянской складчатой области. Необходимо подчеркнуть, что выделение трех типов циклов конструктивной аккумуляции аллювия базируется на количественной основе, что может считаться дальнейшим развитием учения о географическом цикле.

Литологический и фациально-циклический материал по изученным свитам девона Тувинского и Минусинского прогибов позволил в рамках системного анализа денудационных и аккумулятивных морфоструктур обосновать представление об эволюционном профиле развития впадин. Каждый из выделенных типов констративных циклов аллювия соответствует определенной динамической стадии геоморфологической и геологической эволюции аккумулятивной морфоструктуры, а в совокупности фазы или стадии в лице определенного структурного сообщества ЭЦ образуют полный эволюционный профиль необратимых изменений речной сети, аллювиальных отложений и морфологического рисунка аккумулятивного ландшафта в целом.

Аккумулятивная хроника любой впадины, как показывают строение, гранулометрический состав и мощности ЭЦ, неразрывно связана с эволюцией окружающих ее денудационных форм рельефа, служивших источником размыва и сноса обломочного материала. Предложенное понятие об эволюционном профиле возникло не умозрительным путем, а опирается на обширные материалы многолетних полевых наблюдений. В эмпирической форме, без выделения стадий эволюционного профиля сама идея незримо присутствовала в прошлые годы при геологическом картировании различного масштаба. Наглядным тому подтверждением служит выделение подсвит и крупных пачек в объеме изучавшихся свит. Использование идеи эволюционного профиля усматривается в известной сводке, посвященной стратиграфии и палеографии девона Алтае-Саянской складчатой области. Ее авторы писали: «В составе любой осадочной серии могут быть найдены элементы, соответствующие этапам высокого уровня областей сноса и этапам их нивелировки. Восходящие движения в какой-либо области сноса отражались грубообломочными коррелятивными толщами в нескольких прилегающих к ней межгорных впадинах и, наоборот, нивелировка областей сноса приводила к накоплению во всех впадинах тонкообломочных, иногда существенно карбонатных толщ. Соответственно чередование этапов орогенических движений в данной об-

ласти сноса с этапами относительного тектонического покоя отражалось в смене географических ландшафтов в межгорных впадинах, в распределении элементов в осадочных толщах и т. д.» [4, с. 17].

В последовательности стадий эволюционного профиля среднепалеозойских впадин выделяются три разновидности. Первая из них, например в атакшильской свите Хадынской мульды, в большинстве разрезов толтаковской свиты Сыдо-Ербинской и Северо-Минусинской впадин образует классический тип полного профиля, который начинается стадией «юности» (нижняя подсвита) и, пройдя стадию «зрелости» с прерывистым, колеблющимся от цикла к циклу оживлением эрозионной активности в средней подсвите, завершается стадией «дряхлости» или «старости» в верхней подсвите.

Вторая разновидность повсеместно развита в верхне- и среднедевонских отложениях джаргинской и уюкской свит Тувинской впадины, а также во многих разрезах тубинской свиты Минусинской впадины. Здесь при движении от подошвы к кровле наблюдается инверсионная смена стадий — от дряхлости к омоложению аккумулятивного и денудационного рельефа. В этих свитах нижние подсвиты существенно красноцветные с тонкообломочным составом и характеризуются третьим типом констративных циклов, в которых нижние элементы уступают по мощности верхним. К тому же в постепенных цветовых и гранулометрических переходах отложения нижних подсвит перекрывают озерные отложения иле-морской и кохайской свит, т. е. выровненные озерные ландшафты. К кровле состав джаргинской и уюкской свит постепенно становится более грубообломочным, особенно в джаргинской свите, с хорошо окатанными конгломератами оснований ЭЦ мощностью до 100 м.

На характер осадконакопления (уюкская свита) и эрозионной деятельности влияло усиление тектонического поднятия в Туве на рубеже среднего и позднего девона. Омоложение аккумулятивного и денудационного рельефа в Минусинской впадине зависело от смены семиаридного климата девона на семигумидный климат раннего карбона, несмотря на нисходящую стадию развития рельефа и повсеместное появление в раннем карбоне крупных озерных бассейнов типа озер-морей. Характерно, что с этой нисходящей стадией совпало усиление плювиальности климата в региональном масштабе на всей территории Алтае-Саянской складчатой области. Одновременно в потоковых фациях нижнекаменноугольных отложений исчезают такие индикаторы аридности, как пласты каличе в верхних элементах аллювиальных циклов.

Третья разновидность эволюционного профиля выражена в берединской свите (D_3bg) Тувинской впадины и в ойдановской свите (D_3od) Минусинской. Нижняя и верхняя части свит имеют тонкообломочный аллювий, залегающий на мелководно-морских подстилающих отложениях бейской свиты (D_2bs) и на условно дельтовых отложениях уюкской свиты (D_2uk) и переходящий в перекрывающие озерные отложения кохайской свиты (D_3kh). Средние же части свит характеризуются эрозионно-аккумулятивной активизацией с формированием грубообломочных ЭЦ.

Каждой стадии эволюционного профиля констративного аллювиального осадконакопления соответствует своя литологическая и фациально-циклическая зональность части геологического разреза по латерали, на площади бассейна осадконакопления. С первой стадией профиля, отражающей этап юности аккумулятивного и денудационного рельефа, связана такая зональность, которая фиксирует линейную зависимость гранулометрического состава отложений участка аккумуляции от источника питания и от контрастности орогенных движений. Большое число нижних элементов циклов этой стадии характеризуется значительной (до нескольких десятков километров) латеральной корреляционной емкостью, образуются группы однородных циклов (подчас становящихся монопородными телами) в ранге крупных пачек и подсвит мощностью в десятки и первые сотни метров. Литологофациальная зональность этой стадии как выразитель геоморфологической активизации областей аккумуляции и денудации на территории впадин картируется наиболее

легко. Большое место в формировании констративного аллювия первого типа принадлежит рекам с русловой многорукавностью, особенно в Тувинском прогибе, где широко развит веерный предгорный аллювий.

Вторая стадия профиля отражает этап зрелости, в котором литолого-фациальная зональность формируется и в результате линейной связи с площадью размыва и вследствие пришедшего на смену русловой многорукавности предгорного аллювия дальнейшего повсеместного дробления на рукава с ограниченным меандрированием многочисленных линейно-извилистых водотоков. Возникают сложные соотношения и переходы гидродинамически равновесных циклов, их частей, групп циклов по латерали и вертикали. Корреляционная емкость и маркирующее значение нижних элементов циклов уменьшается до первых километров и менее.

Третья стадия эволюционного профиля, относящаяся к этапу дряхлости аккумулятивного и денудационного рельефа, приводит к литолого-фациальной зональности, уже в значительной степени обязанной рельефообразующей деятельностью в границах аккумулятивных структур и денудационного рельефа нисходящей стадии развития: перенос и осажде-ние взвешенного материала во время паводков с обширных площадей, покрытых делювием, а с междуречий в констративную гидродинамическую фазу пойменной многорукавности и широкого развития субэзральных («сухих») дельт, например в тувинской свите Минусинской впадины. В эту стадию возрастает корреляционная емкость субэзральных и такырно-озерных элементов циклов по латерали; на поверхности аккумулятивной равнины, возможно, в дефляционных понижениях, появляются озера до первых десятков километров в поперечнике (в той же тувинской свите).

Рассмотрение последовательности стадий эволюционного профиля от первой к третьей, к стадии угасания русловой активности приводит к выводу о том, что литолого-фациальная зональность в пределах впадин приобретает все большую автономность с одновременной утратой «лобовой» связи с породным составом денудационного рельефа и увеличивает относительную зависимость от конечных этапов развития самих аккумулятивных структур.

Развитие среднепалеозойских орогенных впадин Алтае-Саянской складчатой области с историко-геологическим и структурно-вещественным отражением в определенных стадиях эволюционного профиля аллювиальных отложений разновозрастных свит является тем основополагающим выводом, который открывает новые возможности при проведении детальных геологопоисковых работ. В частности, выделение и прослеживание маркирующих пластов и литолого-фациальных пачек со скудными биостратиграфическими данными, а то и с полным их отсутствием, выделение литолого-фациальных и структурно-фациальных зон, оценка перспектив размещения металлических и неметаллических экзогенных полезных ископаемых в циклах и в их совокупностях, вот вопросы, которые можно успешно решать на циклостратиграфической основе с применением количественных методов выделения динамических типов констративного аллювия и стадий эволюционного профиля орогенных впадин и сопряженного с ними денудационного палеорельефа.

Литература

1. Гунченко Е. И., Ефимов А. Н., Кудрявцев В. Е. Минусинские впадины Алтае-Саянской складчатой области — новая провинция древних континентальных карбонатных образований. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1, с. 4.
2. Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. — Землеведение. Нов. сер., 1948, т. II (XLII), с. 154—187.
3. Ламакин В. В. Динамические фазы долины и аллювия Средней Печоры. — Тр. II Всесоюз. геогр. съезда, 1948, т. II, с. 132—143.
4. Алексеева Л. Э., Маймин Ю. С., Маймина Л. Г. и др. Стратиграфия и палеогеография девона Саяно-Алтайской складчатой области. Л.: Недра, 1968. 160 с.

УДК 552.323.5(470.5)

СМЕКТИТЫ И ИЗОТРОПНЫЕ ФАЗЫ В БАЗАЛЬТАХ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

СИМАНОВИЧ И. М., ДРИЦ В. А., ДАЙНЯК Л. Г.

Описаны смектиты и изотропные фазы, локализованные в интерстициях и везикулах базальтов. Установлено, что триоктаэдрический смектит с аномально высоким содержанием Fe^{3+} в октаэдрах 2:1 слоев, хлорофент и гель-хлорофент характеризуются практически идентичными близкими порядками расположения атомов и сходными химическими составами. Физические свойства кристаллической (смектит), стеклоподобной (хлорофент) и коллоидной (гель-хлорофент) фаз существенно различны. Предполагается ликватогенный механизм их формирования, при этом смектит является продуктом непосредственной кристаллизации феррического ликвата, а хлорофент рассматривается как переохлажденный ликват.

Смектиты — наиболее распространенные слоистые силикаты в эффузивных траппах, нередко слагающие от 5 до 30% объема этих пород. Они обычно локализуются в интерстициях основной массы базальтов и заполняют везикулы, при этом часто магматогенные компоненты породы (в массивных разностях базальтов) не несут никаких следов вторичных изменений. Характерной чертой выделений, содержащих смектиты, является зональность; некоторые зоны (чаще внешние или центральные) оптически изотропны.

Генезис этого изотропного вещества, называемого одними исследователями палагонитом [5, 13, 15, 19, 29], другими — хлорофентом [8, 25, 32, 34], многие десятилетия служил предметом острой дискуссии. Большинство исследователей признавало позднемагматическое (дейтерическое) происхождение хлорофента [5, 14, 25, 32]. Другие предполагали обособление «палагонита» (хлорофента, в нашем понимании) в виде капель коллоидного ликванта на поздней стадии застывания расплава [13, 15, 19]. Смектит, развитый в тех же выделениях, считали продуктом замещения хлорофента [19] или же отождествляли с ним [8, 14].

Нами установлено, что смектиты в этих базальтах, тесно ассоциирующие и, несомненно, генетически связанные с хлорофентом, характеризуются рядом специфических особенностей [7], резко выделяющих их среди других разновидностей этой группы минералов. Они оказались строго триоктаэдрическими при наличии аномально высокого содержания ионов Fe^{3+} в октаэдрах 2:1 слоев; обусловленный этими катионами избыток положительного заряда в октаэдрах почти в точности компенсируется замещением гидроксильных групп на анионы кислорода.

Настоящая статья посвящена исследованию ассоциации оксисмектит-хлорофент различными физическими и химическими методами с целью выяснения генезиса этих образований в базальтах.

В качестве объекта исследования избраны верхнедевонские эффузивные базальты Северного Тимана, в которых устанавливается широкое развитие хлорофента и оксисмектита. Палагонитовым базальтам Северного Тимана посвящены работы [5, 13, 19].

ЛИКВАЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА

Представление о ликвационном происхождении «палагонита» (хлорофента, в нашем понимании) в базальтах Северного Тимана было выдвинуто З. А. Сазоновой еще в 1938 г. [19]. По ее мнению, отделение капель геля «палагонита» происходило в жидком расплаве. При остывании и кристаллизации расплава капли деформировались кристаллами пирок-

сена и полевых шпатов. «Палагонитовый» гель впоследствии раскристаллизовывался (в хлорит, цеолиты и т. д.) или оставался аморфным.

Ближих представлений придерживался Б. М. Куплетский [13]. Он заметил, что «палагонит» никогда не замещает интерстиционное стекло, а напротив всегда включен в него. На этом основании он сделал вывод об обособлении «палагонитовых» капель до полного застывания остаточного расплава. По мнению Б. М. Куплетского, это правило не знает исключений, что подтверждается и нашими петрографическими наблюдениями.

В отличие от этих исследователей, связывавших ликвацию гидрогеля с флюидами, изначально содержащимися в расплаве, мы пришли к заключению, что водные флюиды, вызывающие ликвацию, имеют в основном экзогенное происхождение. Проведенное нами детальное изучение текстур и их закономерных сочетаний в эффузивных траппах Тунгусской синеклизы [20] и в базальтах Северного Тимана позволило установить, что строение потоков (в разрезе и в латеральной изменчивости) является функцией двух факторов — вязкости потока (и, следовательно, степени его полимеризации и закристаллизованности на момент его остановки) и характера обводненности подстилающих отложений. Вода, вскипавшая в перекрытых относительно жидкими потоками осадках, внедрялась в них в виде пузырей пара, производивших продувку (барботаж) базальтового расплава и определявших формирование текстур, зональности потоков, а также многих деталей структур пород.

Петрографические наблюдения позволяют проследить пути прохождения струй пузырей водяного пара через расплав. Ранее мы подробно описали характер расположения ложных миндалин, образующих цепочки, сложные петли и ячейки, трассирующие восхождение пузырей водяного пара [21]. Последние нередко обнаруживаются тут же, в площади шлифа, в виде продувочных везикул с закалочными зонами. За ними обычно тянется шлейф ложных миндалин.

Мы предположили, что ложные миндалины — это в той или иной степени деформированные и раскристаллизованные капли ликванта, обогащенного фемической составляющей и водой. Ложные миндалины обычно приурочены к интерстиционным промежуткам в структуре породы и нередко частично или полностью заключены в интерстиционное стекло. Сумма геологических и петрографических наблюдений позволяет предположить, что продувка расплава и, следовательно, ликвация фемической составляющей приурочены к его полимерной (докристаллизационной) стадии существования; во всяком случае количество выделившейся кристаллической фазы, вероятно, было незначительным [22]. Об этом прежде всего свидетельствует несоответствие структур и минерального состава пород, приуроченных к мандельштейновым куполам нижних частей потоков и их центральных, массивных зон. Структуры мандельштейнов имеют «закалочный» характер, часто почти полностью отсутствуют пироксены. Поскольку фреатическое происхождение мандельштейновых куполов не вызывает сомнения [20], остается предположить, что продувка привела к значительным сдвигам в кристаллизации расплава, ранее бывшего единым целым, и следовательно, начала действовать в докристаллизационную стадию. Подобные соотношения наблюдаются и в микромасштабе; например, вокруг продувочных везикул обычно образуется зона, отличающаяся от основной массы базальта как по структуре, так и по характеру выделения магматических минералов: она обогащена рудными минералами, лейсты плагиоклаза нередко крупнее, чем в основной массе, а пироксены отсутствуют или характеризуются скелетными формами выделений.

Известно, что степень полимеризации расплава зависит от температуры (увеличивается по мере ее падения) и соотношения оснований и кислотных радикалов (кремнекислородных тетраэдров). Так, в расплаве ортосиликата с понижением температуры полимеризация вообще не наступает (кремнекислородные тетраэдры остаются изолированными), а в расплаве SiO_2 она соответственно максимальна. Расплавы основного

Распределение компонентов между интерстиционным стеклом (L_1) и включенными в него хлорофентом и гель-хлорофентом (L_2), %

Номер образца	Фаза	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
72-82	L_1	1,23	0,09	2,21	0,04	0,0	2,03	11,26	0,95	74,07
	L_2	0,31	0,11	0,32	5,9	0,03	22,9	9,64	0,22	38,42
325-80*	L_1	0,56	2,86	2,52	0,06	0,04	3,22	12,74	0,71	74,49
	L_2	0,43	0,25	1,78	4,16	0,13	22,89	9,12	0,21	51,70
HS-713**	L_1	3,80	3,67	0,69	0,01	0,01	1,50	13,49	0,39	75,25
	L_2	0,32	0,03	1,49	10,69	0,30	24,48	5,57	0,03	45,58

* Гель-хлорофент.

** Из работы [31].

состава характеризуются относительно низкой степенью полимеризации. На разных температурных стадиях в них сосуществуют относительно прочные кремнекислородные и алюмокремнекислородные группировки и основные компоненты, обнаруживающие «дальний порядок» по отношению к этим структурам. По представлениям Н. В. Белова [4], кристаллизация основного расплава начинается с выпадения периклаза MgO, затем, в результате кислотно-основного взаимодействия, происходит вырывание из тетраэдрической связи отдельных молекул SiO₂, что ведет к образованию форстерита. При понижении температуры в темноцветную фазу уходит SiO₂, оливин сменяется пироксенами с цепочками [Si₂O₆]_∞ и далее — биотитами с сетками [Si₂O₅]_{∞∞}. Подчеркивая изначальную микрогетерогенность основного расплава, Н. В. Белов считал возможным описывать этот процесс как ликвацию — распад жидкой магмы на две также жидкие фазы: силевую (с элементами Si, Al, Ca, Na, K) и фемическую (Mg, Fe) с небольшим количеством кремнезема.

Таким образом, изначальная микрогетерогенность основных расплавов и кислотно-основное взаимодействие входящих в них компонентов определяют склонность этих расплавов к ликвации. По представлениям Б. Г. Варшала [6], несмесимости силикатных расплавов способствует также структурный фактор — несовместимость каркасной полимеризованной структуры с относительно деполимеризованными слоистыми или цепочечными структурами.

В работах последних лет приводятся многочисленные примеры микроликвации основных расплавов, главным образом в интерстиционных базальтовых стеклах. Обзор этих работ содержится в статье [18].

Влияние кислотно-основного взаимодействия на ликвацию расплавов показано в статье В. А. Анфилогова и др. [2]. По представлениям этих авторов, в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия, сильные основания концентрируются преимущественно в каркасных формах, а слабые — в островных, пиросиликатных и линейных. Характер распределения окислов, прежде всего слабых оснований и щелочей, между шаровыми образованиями и матрицей принимается как один из главных критериев ликвации.

Данные химического (микронзондового) анализа пар хлорофент (гель-хлорофент) — включающее его интерстиционное стекло находятся в хорошем соответствии с этим положением (табл. 1). Действительно, в предполагаемых ликвантах (хлорофенте и гель-хлорофенте) обнаруживается высокое (или повышенное) содержание слабых оснований (MgO, MnO, FeO) при относительно низком содержании кислотных компонентов и щелочей. Обратное соотношение этих компонентов наблюдается в матрице — интерстиционном стекле, включающем хлорофент. Примечательно, что в образцах 72-82 и 325-80 с низкощелочным интерстиционным стеклом CaO ведет себя как сильное основание, а в образце HS-713 [31] с высокощелочным стеклом CaO обогащает хлорофент.

Наиболее сложной проблемой является возможное влияние паров воды, барботирующих расплав, на ликвацию фемической составляющей.

С ней тесно связан вопрос о вхождении значительного (до 20% и более) количества воды в хлорофент, который, как будет показано в последующих разделах, можно в первом приближении считать закалочной формой предполагаемого ликванта. В принципе влияние летучих компонентов, например фтора, на ликвацию не вызывает сомнения [10]. Сведения же о роли воды при ликвации отрывочны и противоречивы. Так, Б. Г. Варшал [7] считает, что растворение воды в расплаве подавляет гомогенизирующее влияние алюминия и тем самым способствует ликвации. Э. Реддер [18] придерживается мнения, что растворенная вода подавляет несовместимость расплавов.

Ни одно из известных представлений о механизме растворения воды в расплаве основного состава [17] не может объяснить ликвацию фемической составляющей. Тем более трудно представить захват значительного количества воды в ликвант на этой стадии. В принципе допускается присутствие молекулярной воды в виде гидратных оболочек ионов, водных комплексов или самостоятельной фазы с водородной или координационной связью со структурными группами расплава [17]. Значительное содержание воды в ликванте установлено при экспериментальных исследованиях высококремнистых систем со щелочами [1, 9]. Полученная в этих экспериментах так называемая *тяжелая фаза* содержит от 20 до 60% воды (структурное состояние воды не изучено).

К сожалению, подобные данные для систем, обогащенных слабыми основаниями, отсутствуют. Поэтому следует также рассмотреть компромиссный вариант: водяные пары, барботировавшие расплав, лишь провоцировали ликвацию; вода, возможно, первоначально входила в ликвант лишь в незначительном количестве. Остальная вода поступала в него диффузионным путем, на фоне остывания консолидирующегося расплава при продолжающейся продувке, но уже по системе трещин и капилляров. Этому предположению не противоречит хорошо известная значительная сорбционная способность хлорофента.

Таким образом, на данном этапе исследования обоснование корректной модели отделения фемического ликванта под действием паров воды из расплава базальта затруднительно. Поэтому первостепенное значение приобретают эмпирические критерии, установленные нашими предшественниками [13, 19] и развитые нами. Эти критерии, свидетельствующие о первично ликвационном происхождении материала, выполняющего ложные миндалины, таковы:

1. Сметит и хлорофент четко локализованы в ложных и истинных миндалинах. Магматические минералы и интерстиционное стекло не обнаруживают никаких следов изменений, что свидетельствует о том, что так называемые вторичные минералы не являются продуктами низкотемпературных процессов (гидротермальных и выветривания).

2. Хлорофент, локализуясь в интерстициях структуры базальтов, нередко частично или полностью включен в интерстиционное стекло. Обратные соотношения никогда не наблюдаются.

3. Включения хлорофента в стекле образуют мениск, т. е. четкую выпукло-вогнутую границу. Этот критерий Э. Реддер [18] считает одним из важнейших при экспериментальном установлении ликвации.

4. Ячеисто-ленточное расположение ложных миндалин в структуре породы, пространственно связанное с продувочными везикулами, несомненно, свидетельствует о происхождении этих образований в результате продувки (барботажа) расплава парами воды.

5. Распределение компонентов между предполагаемым ликвантом (хлорофентом или гель-хлорофентом) и матрицей (интерстиционным стеклом) строго соответствует принципу кислотно-основного взаимодействия, по крайней мере для петрогенных компонентов.

6. Каждая из сосуществующих фаз (например, хлорофент и интерстиционное стекло) имеет единообразные свойства (окраска, показатель преломления, состав и т. д.) в пределах образца и даже всего потока базальтов в целом. Более того, по результатам наших исследований и литературным данным, эти сосуществующие фазы почти идентичны в

базальтах различных регионов (преимущественно толеитового состава), что свидетельствует о закономерностях более высокого порядка, чем местные условия преобразования базальтов.

ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ И МИКРОСКОПИЯ ЛОЖНЫХ МИНДАЛИН

Изучение многочисленных образцов из разрезов, вскрытых по р. Белой, на Чанчых мысах и по р. Цильме, позволило установить значительное разнообразие ложных миндалин по характеру их выполнения смектитами и изотропными фазами, типам зональности, степени окристаллизации смектита и т. д. В целом образцы, в которых ложные миндалины частично или полностью выполнены изотропным веществом, встречаются довольно редко, смектит распространен гораздо шире. Для решения поставленных вопросов из перечисленных разрезов были отобраны образцы с типичным сочетанием смектита и изотропных фаз. Их местоположение и краткое петрографическое описание приведены в табл. 2. В табл. 3 приведены химические составы этих образцов, из которых следует, что базальты первого потока Больших Ворот (р. Белая) представлены типичными толеитами, а базальты третьего потока того же разреза, а также образец базальта с Чанчых мысов характеризуются щелочным уклоном (повышенное содержание Na_2O и TiO_2).

Таблица 2

Петрографическая характеристика изученных образцов

Номер образца	Место отбора	Характеристика
15-82	Большие Ворота, первый поток (нижняя зона)	Среднезернистый базальт с единичными гломеропорфиловыми выделениями плагиоклаза. Структура промежуточная между микродолеритовой и интерсертальной. Соотношение компонентов: вкрапленники ~1, лейсты плагиоклаза 35—40, пироксен моноклинный 25—30, рудный минерал 1—2, гиаломелан (стекло с обильными выделениями рудного) ~5, ложные миндалины ~10—15%
17-82 18-82	Большие Ворота, первый поток (средняя зона)	Среднезернистый базальт с единичными гломеропорфиловыми вкрапленниками плагиоклаза. Структура промежуточная между интерсертальной и микроофитовой. Соотношение компонентов: вкрапленники ~1, плагиоклаз 25—30, моноклинный пироксен 20—25, гиаломелан 25—30, ложные миндалины 10—15, везикулы 0—1%
72-82	Большие Ворота, третий поток (нижняя часть)	Порфировые базальты. Вкрапленники представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Основная масса мелкозернистая микродолеритовая. Характерны крупные (0,1—0,5 мм) изометричные выделения рудного минерала. Соотношение компонентов: вкрапленники 1—2, плагиоклаз 35—40, моноклинный пироксен ~45, титаномагнетит ~5, прозрачное интерстиционное стекло ~1, ложные миндалины ~5, везикулы ~1%
128-79	Большие Ворота, третий поток (средняя часть)	Порфировые мелкозернистые базальты — структура основной массы интерсертальная. Содержание мезостазиса повышается до 30% (гиаломелан). Соответственно понижается содержание других породообразующих компонентов. Ложные миндалины ~5%
325-80	Чанчьи мысы	Афировый мелкозернистый базальт. Структура основной массы интерсертальная. Соотношение компонентов: плагиоклаз ~30—35, моноклинный пироксен ~35—40, рудный минерал ~5, прозрачное интерстиционное стекло ~10, ложные миндалины ~10%
18-83	Средний Тиман, р. Цильма	Порфиновый базальт. Микровкрапленники плагиоклаза (0,5—1,5 мм, таблитчатые и удлиненные) ~3%. Структура основной массы среднезернистая, интерсертальная. Соотношение компонентов: плагиоклаз ~35—40, моноклинный пироксен ~20—25, мезостазис (гиаломелан) ~10—15, ложные миндалины ~10%

Химические составы изученных образцов

Компонент	Номер образца				
	15-82	17-82	72-82	128-79	325-80
SiO ₂	48,99	48,49	50,71	49,50	52,97
TiO ₂	0,76	0,81	1,45	2,02	2,63
Al ₂ O ₃	13,31	13,02	13,88	12,71	12,14
Fe ₂ O ₃	4,12	3,94	2,64	5,33	5,72
FeO	5,91	6,33	10,28	9,43	8,38
MnO	0,30	0,31	0,27	0,21	0,18
CaO	8,84	8,59	10,24	10,49	8,92
MgO	6,18	6,57	5,73	5,79	4,38
Na ₂ O	1,58	1,46	2,59	2,37	2,83
K ₂ O	0,54	0,65	0,47	0,36	0,54
H ₂ O ⁺	3,94	4,43	0,50	0,10	0,09
H ₂ O ⁻	2,05	2,07	0,85	1,18	0,89
CO ₂	2,75	2,20	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,17	0,17	0,25
П.п.п.	—	0,79	—	—	—
Сумма	99,66	99,75	99,78	99,66	99,92

В толеитовых базальтах первого потока Больших Ворот (р. Белая) установлены следующие типы зональности миндалины:

1. Практически изотропные ложные миндалины, главным образом мелкого размера (фиг. 1, а, б). 2. Внешняя зона (0,03—0,05 мм) изотропна, к центру ложной миндалины увеличивается содержание окристаллизованного смектита (см. фиг. 1, в, г). 3. Внешняя изотропная зона, затем смектит, степень окристаллизованности которого увеличивается к центру выделения и в центре — снова изотропная зона. Такая полная зональность характерна для образца 17-82 (см. фиг. 1, д, е).

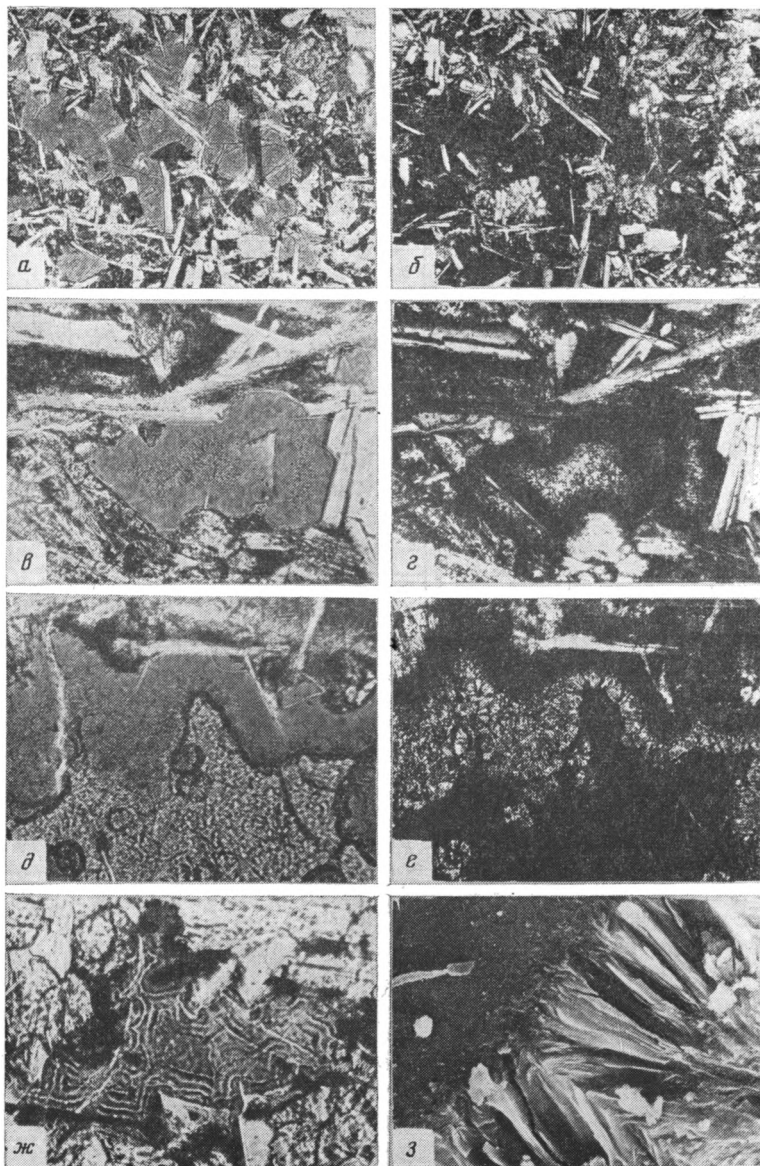
Следует отметить, что изотропные (аморфные) фазы существенно различаются между собой как по фактуре, так и по показателю преломления. Внешняя изотропная зона имеет гладкий облик, лишь постепенно приобретающий чешуйчатое строение по направлению к центру выделения. Важно отметить, что толщина внешней изотропной зоны абсолютно одинакова по всему контуру ложной миндалины.

Строение смектитовой зоны таково: сначала во внешней изотропной зоне появляются мелкочешуйчатые включения смектита, затем они становятся крупнее и в сторону внутренней изотропной зоны приобретают сферолитово-крустификационный облик. Это хорошо видно на приведенных микрофотографиях (см. фиг. 1, д, е), а также на фотографиях, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа (см. фиг. 1, з).

Внутренняя изотропная зона резко отличается от внешней. Она имеет гораздо более низкий показатель преломлений, сильно выраженную шагреневую поверхность, на фоне которой выделяются «капельки» с относительно высоким показателем преломления. Кроме того, часто проявлено тонкоритмичное строение, при этом ритмы отличаются только по показателю преломления, но никак не проявлены в интерференционной окраске (фиг. 2, а, б). Цвет внутренней изотропной зоны обычно более бурый по сравнению с внешними оливково-зелеными зонами. Резкий, из-за значительной разницы показателей преломления, контур внутренней изотропной зоны диктуется формой сферолитов и фестонов смектита, а не внешними контурами ложной миндалины. Ритмическая зональность также строго параллельна контурам фестонов смектита.

Эти две весьма различные по положению в структуре миндалины и по свойствам оптически аморфные фазы мы будем называть соответственно хлорофентом и гель-хлорофентом (смысл этих терминов см. ниже).

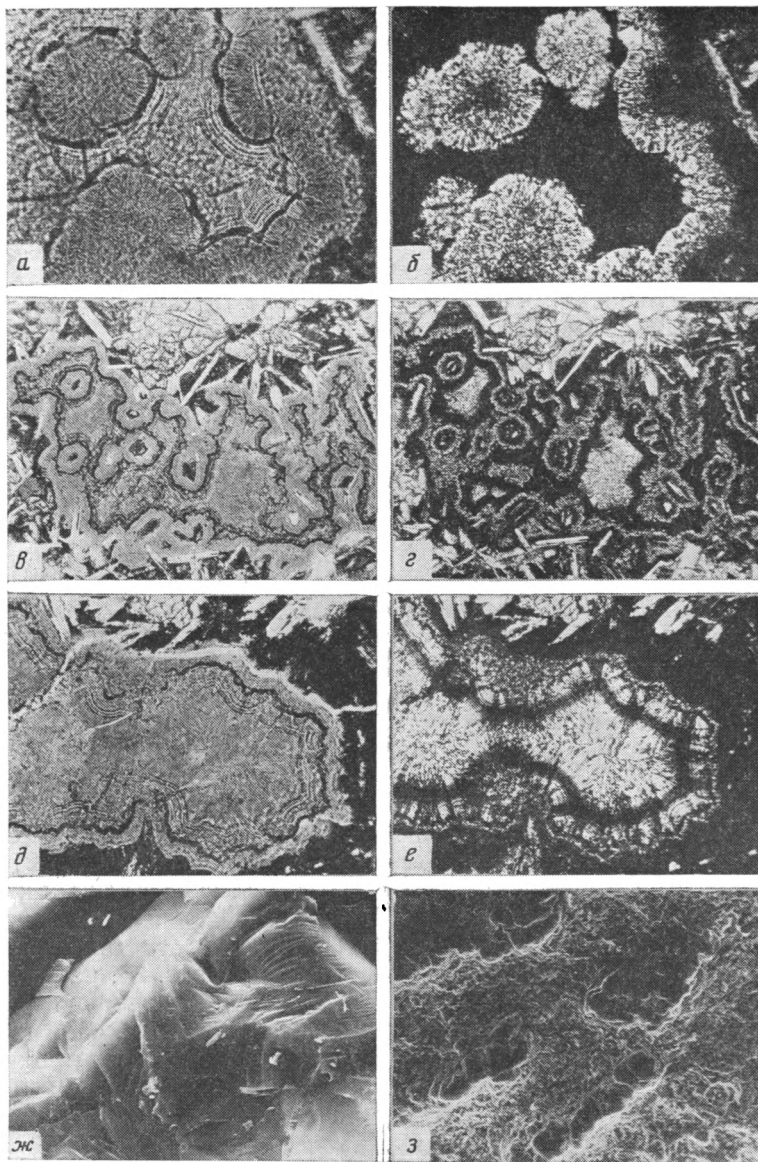
В обр. 18-82 наблюдаются все перечисленные типы зональности, а также ее дальнейшее развитие, в основном за счет замещения гель-хло-



Фиг. 1. Типы зональности

а — ложные миндалины. Без анализатора, увел. 60; *б* — то же, николи скрещены; *в* — две зоны (хлорофит и смектит). Без анализатора, увел. 170; *г* — то же, николи скрещены; *д* — три зоны (хлорофит, смектит, гель-хлорофит). Без анализатора, увел. 170; *е* — то же, николи скрещены; *ж* — зональный хлорофит. Без анализатора, увел. 170; *з* — смектит и гель-хлорофит (вторая и третья зоны). Снимок сделан под сканирующим электронным микроскопом, увел. 2500

рофеита (внутренней изотропной зоны) смектитом. Так, внутри ритмично дифференцированного гель-хлорофеита (в центре выделений) образуется мелкочешуйчатый смектит. При этом внешняя зона гель-хлорофеита остается изотропной (см. фиг. 2, *в*, *г*). Следовательно, четвертый тип зональности выглядит так: изотропная зона (хлорофит) — смектит — изотропная зона (гель-хлорофит) — смектит. Пятый тип зональности отличается тем, что изотропная, ритмично построенная зона гель-хлорофеита оказывается полностью замещенной смектитом (при этом ритмичная зональность в этой зоне сохраняется, см. фиг. 2, *д*, *е*).



Фиг. 2. Типы зональности и структура аморфных фаз
 а — ритмическая зональность в гель-хлорофите (центральная зона). Без анализатора, увел. 170; б — то же, николи скрещены; в — четыре зоны (хлорофит, смектит, гель-хлорофит, смектит). Без анализатора, увел. 60; г — то же, николи скрещены; д — сложная зональность. Гель-хлорофит третьей зоны также замещен смектитом. Без анализатора, увел. 80; е — то же, николи скрещены; ж — стеклоподобная структура хлорофита. Снимок сделан под сканирующим электронным микроскопом, увел. 1000; з — пористая структура гель-хлорофита. Видны «островки» хлорофита. Снимок сделан под сканирующим электронным микроскопом, увел. 250

Образец 15-82 характеризуется преобладанием четвертого и пятого типов зональности, т. е. гель-хлорофит практически полностью замещен смектитом.

В обр. 128-79 и 72-82 (третий поток Больших Ворот) резко преобладает изотропная зона, соответствующая внешней кайме в описанных выше типах зональности, т. е. хлорофит. Лишь в центре относительно крупных ложных миндалинов наблюдается крипточешуйчатый, очень слабо интерферирующий смектит.

В обр. 18-83 вещество, выполняющее ложные миндалины, абсолютно изотропно, однако при наблюдении без анализатора устанавливается отчетливая ритмическая зональность, проявленная в чередовании концентрических зон с большим и меньшим показателем преломления (см. фиг. 1, ж). Исследование физических свойств показывает, что это изотропное вещество представлено хлорофеем.

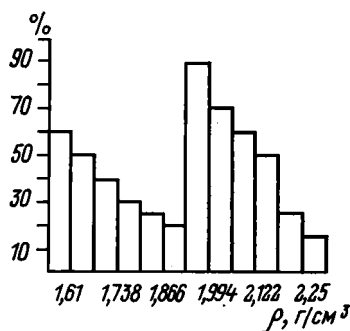
В единичном случае (обр. 325-80) наблюдалось выполнение ложных миндалин только гель-хлорофеем, с низким показателем преломления и отчетливой шагреновой поверхностью. Ритмичная зональность почти не выражена.

Интересно сравнение хлорофеита (обр. 128-79) и гель-хлорофеита (обр. 325-80) в сканирующем электронном микроскопе, в насыпных препаратах. Хлорофеит имеет явно стеклоподобный облик (см. фиг. 2, ж, з), а гель-хлорофеит сильно порист, в его массе как бы плавают «обсосанные» обломки с более гладкой фактурой, вероятно, реликты хлорофеита.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗОТРОПНЫХ ФАЗ И СМЕКТИТОВ

Для исследования физических и структурных свойств исследуемых фаз потребовалось их выделение в максимально чистом виде. Выделение происходило по следующей схеме. Образец дробился, и отмучиванием извлекалась размерная фракция от 0,01 до 0,05 мм. Для изучения смектитов отмучивалась также фракция $<0,001$ мм.

Далее фракция 0,01—0,05 мм центрифугировалась в смеси бромоформа с диметилформамидом плотностью $\rho \sim 2,4$ г/см³. В легкую фракцию



Фиг. 3. Распределение гель-хлорофеита, хлорофеита и смектита по плотности в обр. 17-82. По оси ординат — процентное содержание зерен изотропной фазы в каждой плотностной фракции (разность до 100% составляют смектит и его сростки с изотропной фазой)

отходили изотропные фазы и смектит, почти полностью очищенные от более тяжелых магматических компонентов. После этого выделенная легкая фракция разделялась методом страт [12] на более дробные плотностные фракции.

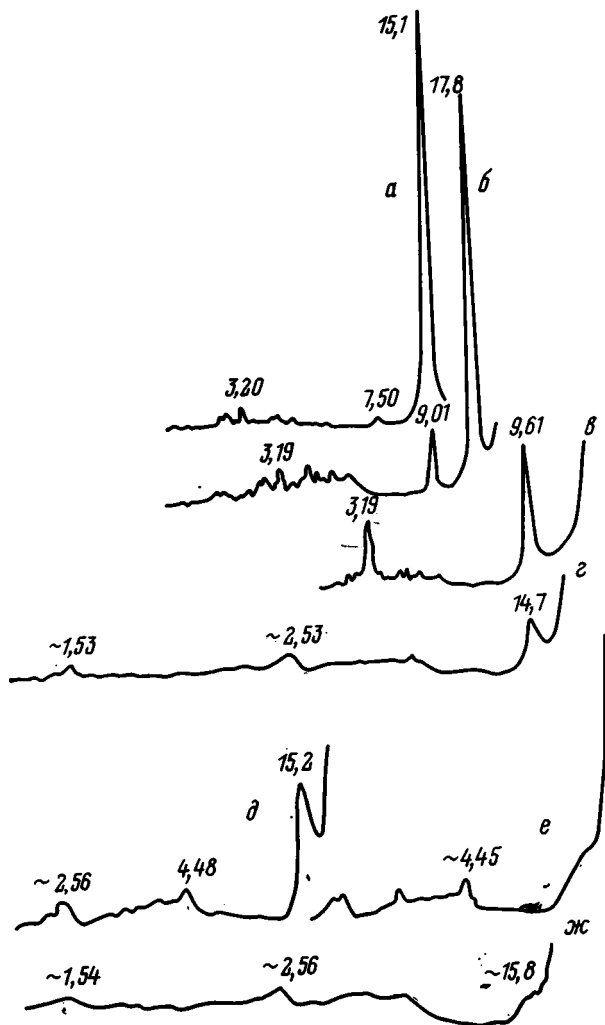
Характер распределения исследуемых фаз по плотности можно проследить по графику (фиг. 3), на котором по ординате показано соотношение изотропной фазы и смектита в каждой плотностной фракции (подсчеты проводились под микроскопом). Исследовался образец 17-82, в котором сосуществуют все три фазы.

Наибольшее количество гель-хлорофеита с показателем преломления $\sim 1,365$ (!) сосредоточено в легкой фракции ($\sim 1,6$ г/см³). В более тяжелых плотностных фракциях, примерно до 1,93 г/см³, постепенно возрастает относительное количество смектита.

Начиная с плотностного интервала 1,93—1,94 г/см³, полностью исчезает гель-хлорофеит и резко (до 90%) возрастает содержание изотропной фазы, однако существенно иной, с показателем преломления 1,517. Далее, до плотности $\sim 2,3$ г/см³, картина повторяется — количество изотропной фазы во фракциях падает, а смектита — увеличивается¹.

Таким образом, вероятно, правильнее считать плотность «легкой» изотропной фазы $\sim 1,6$ г/см³ (показатель преломления 1,365), а плотность «тяжелой» изотропной фазы — $\sim 1,95$ г/см³ (показатель преломления 1,517).

¹ Такие соотношения легко объясняются частичной раскристаллизацией аморфной фазы и обилием ее сростков со смектитами.



Фиг. 4. Дифрактограммы образцов, содержащих смектит и изотропные фазы, Å
а — *в* — смектит, обр. 17-82 (*а* — природный ориентированный, *б* — насыщенный глицерином, *в* — прокаленный до 500° С); *г* — хлорофит (обр. 128-79) природный ориентированный; *д* — *е* — хлорофит обр. 72-82 (*д* — природный ориентированный, *е* — прокаленный до 500° С); *ж* — гель-хлорофит (обр. 325-80), природный ориентированный.
 Межплоскостные расстояния приведены в Å

Из образца 17-82 хлорофит и гель-хлорофит не удалось выделить в достаточно чистом виде. С применением той же методики были получены относительно чистые фракции гель-хлорофита (обр. 325-80) и хлорофита (образцы 128-79, 72-82 и 18-83). Эти выделенные фазы характеризуются аналогичными физическими свойствами: гель-хлорофит при плотности $\sim 1,6 \text{ г/см}^3$ имеет показатель преломления $\sim 1,4$, а хлорофит при плотности $\sim 2,0 \text{ г/см}^3$ — приблизительно 1,52.

СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТРОПНЫХ ФАЗ И СМЕКТИТОВ

В этом разделе приводятся результаты структурного изучения выделенных фракций.

Рентгеноструктурный анализ. Дифрактограмма ориентированного образца смектита (обр. 15-82, фиг. 4) содержит четкие базальные рефлексы, что свидетельствует о наличии крупных микрокристаллов, содержащих достаточно большое число параллельных 2 : 1 слоев.

При насыщении глицерином минерал разбухает ($d(001)=17,8 \text{ \AA}$), а при нагревании до 550°C сжимается ($d(001)=9,61 \text{ \AA}$). Судя по значению $a(060)=1,533 \text{ \AA}$, смектит представлен триоктаэдрической разновидностью.

На дифрактограммах хлорофрита (образцы 128-79, 18-83, см. фиг. 4) фиксируется слабо выраженный малоугловой базальный рефлекс при наличии размытых, но четко проявленных полос двумерной дифракции с индексами 11,02; 20,13; 06,33.

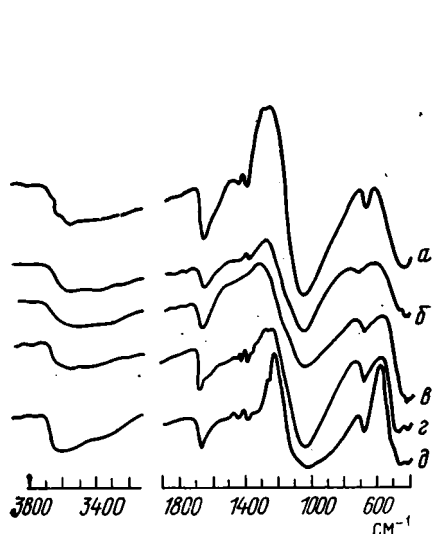
В хлорофрите (обр. 72-82, см. фиг. 4) смектитовый компонент характеризуется повышенной чувствительностью к термическим воздействиям. При прокаливании образца малоугловой базальный рефлекс исчезает, остаются лишь полосы двумерной дифракции. Очевидно, кристаллиты смектита в массе хлорофрита достаточно тонкие, что приводит к их деформации при нагревании и нарушению параллельности 2:1 слоев.

В гель-хлорофрите (обр. 325-80, см. фиг. 4) собственно смектитовый компонент представлен очень тонкими, вероятно, всего в несколько слоев, кристаллами. Об этом свидетельствует очень диффузный и слабый по интенсивности малоугловой базальный рефлекс с $d \sim 16 \text{ \AA}$. Двумерная дифракция гель-хлорофрита проявляется так же, как и в хлорофрите. В области углов рассеяния рентгеновских лучей 2θ от 18 до 32° на дифрактограмме наблюдается куполообразный диффузный фон повышенной интенсивности, что свидетельствует о наличии в образце рентгеноаморфной составляющей.

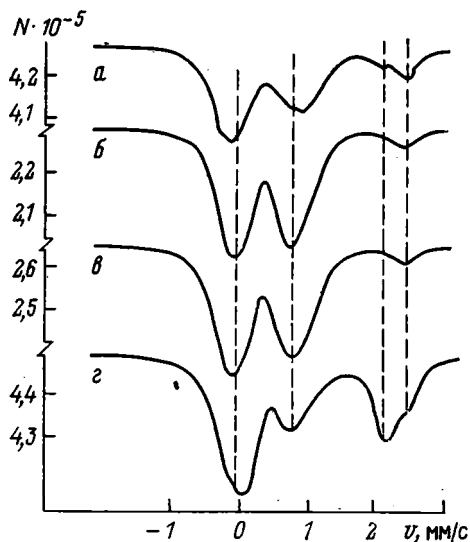
Из приведенных данных следует, что в изотропных фазах (хлорофрите и гель-хлорофрите) существует ближний порядок, обусловленный наличием структурных фрагментов, подобных 2:1 слоям. Степень дальнего порядка варьирует, проявляясь присутствием в подчиненном количестве смектитового компонента, окристаллизованность которого в хлорофрите более высокая, чем в гель-хлорофрите. В целом хлорофрит и гель-хлорофрит характеризуются промежуточным положением между чисто рентгеноаморфным состоянием и достаточно высоко окристаллизованным смектитом.

Инфракрасная спектроскопия. На фиг. 5 приведены спектры хлорофрита (обр. 128-79, см. фиг. 5, а), гель-хлорофрита (обр. 325-80, см. фиг. 5, б), а также фракций (обр. 17-82), обогащенных соответственно высокоокристаллизованным оксисмектитом, хлорофритом и гель-хлорофритом (см. фиг. 5, в, д). Наиболее важный вывод, который следует при сравнении спектров хлорофрита, гель-хлорофрита и оксисмектита, состоит в том, что ближний порядок в расположении атомов в этих трех фазах очень близок. Действительно все ИК-спектры, приведенные на фиг. 5, очень близки между собой. Полосы поглощения 430 , 670 и 1040 см^{-1} соответствуют Si—O-колебаниям, которые обычно наблюдаются в спектре слоистых силикатов [28]. Другими словами, наличие этих полос в спектрах хлорофрита и гель-хлорофрита—свидетельство наличия в их составе двумерных псевдогексагональных сеток кремнекислородных тетраэдров. В ИК-спектрах смектита и хлорофрита обнаруживается слабо выраженная полоса 1440 см^{-1} , соответствующая деформационным колебаниям ОН-групп; в спектрах гель-хлорофрита она отсутствует. Во всех спектрах отчетливо выражена полоса поглощения 1675 см^{-1} , свидетельствующая о наличии в образцах молекулярной воды. В области спектра $3000\text{—}4000 \text{ см}^{-1}$ фиксируется широкая полоса, отражающая положение колебаний гидроксильных групп и молекулярной воды. В целом на основании данных ИК-спектров можно сделать вывод о кристаллитном строении изотропных фаз с высоким ближним порядком, аналогичным по структуре слоистым силикатам.

Дифференциальный термический анализ (ДТЖ) выполнен на дериватографе МОМ. На ДТЖ-кривой обр. 72-82 (хлорофрит) отчетливо наблюдаются два максимума: слабый—при 90°C и интенсивный—при $\sim 260^\circ \text{C}$. С последним практически совпадает интенсивный экзотермический эффект на ДТА-кривой. Следовательно, молекулярная вода прочно связана в структуре хлорофрита.



Фиг. 5



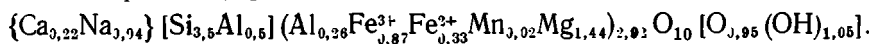
Фиг. 6

Фиг. 5. ИК-спектры изотропных фаз и смектита
 а — хлорофент (обр. 128-79); б—в — гель-хлорофент (б — обр. 325-80, в — обр. 17-82);
 г — хлорофент (обр. 17-82), д — смектит (обр. 17-82)

Фиг. 6. Мессбауэровские спектры
 а—б — хлорофент (а — обр. 128-79, б — обр. 325-80); в — гель-хлорофент (обр. 325-80); г — смектит (обр. 15-82)

Существенно иной вид имеют термограммы гель-хлорофента (обр. 325-80). Основная потеря воды происходит при $\sim 100^\circ\text{C}$, менее значительная — от 200 до 300°C . На ДТА-кривой также выражен экзотермический эффект, но менее интенсивный, чем в первом случае.

Мессбауэровская спектроскопия. С помощью этого метода были проанализированы наиболее чистые фракции хлорофента (образцы 128-79 и 72-82), гель-хлорофента (обр. 325-80) и смектита (обр. 15-82). Спектр смектита (фиг. 6, а) оказался очень близким по виду к спектрам изученных ранее смектитов из океанических и континентальных базальтов [7], кристаллохимическая специфика которых отмечалась выше. Значение квадрупольного расщепления для ионов Fe^{3+} , равное 1,06 мм/с, преобладание окисного железа над закисным, согласно мессбауэровскому спектру, а также значение $d(060) = 1,533 \text{ \AA}$ подтвердили вывод о том, что мы имеем дело с триоктаэдрическим оксисмектитом. Кристаллохимическая формула обр. 15-82, рассчитанная по методике, описанной в работе [7], имеет вид:



Спектры хлорофента и гель-хлорофента (фиг. 6, б, в, г) характеризуются следующими особенностями. Каждый из них является суперпозицией дублета с уширенными компонентами от ионов Fe^{3+} и одного (образцы 325-80, 128-79) или двух (обр. 72-82) дублетов от ионов Fe^{2+} . Содержание окисного железа преобладает над закисным, за исключением образца 72-82 (табл. 4). Значения квадрупольных расщеплений Δ и изомерных сдвигов δ характерны для высокоспинового состояния ионов железа в октаэдрической координации [24]. Поскольку, согласно наблюдениям под электронным сканирующим микроскопом, явное сходство со стеклом проявляет хлорофент, целесообразно сравнить спектры образцов 72-82 и 128-79 с имеющимися в литературе данными по стеклу базальтового состава. Согласно данным, приведенным в работе [26], спектр базальтового стекла представлен преимущественно дублетом от двухвалентного железа с расщеплением $\sim 1,9 \text{ мм/с}$. Дублет уширен, но не со-

Параметры мессбаузовских спектров изученных образцов, мм/с

Номер образца	Fe ³⁺			Fe ²⁺		Fe ³⁺ /Fe ²⁺
	Δ	δ	Γ	I_1	I_2	
72-82	0,82	0,36	0,77	2,41	2,11	0,78
128-79	0,86	0,36	0,74	2,41	—	8,89
325-80	0,82	0,36	0,61	2,41	—	8,46
15-89	1,06	0,36	0,77	2,41	2,11	2,70

Примечание. I_1 и I_2 — положения линий от Fe²⁺-ионов на шкале доплеровских скоростей относительно α -Fe; Δ , δ , Γ — квадрупольное расщепление, изомерный сдвиг относительно α -Fe и полуширина линии соответственно.

Таблица 5

Химический состав зон хлорофента, геля-хлорофента, смектита и интерстиционного стекла в различных образцах (микрзонд), %

Компонент	Обр. 17-82				Обр. 18-82				Обр. 128-79	Обр. 18-83		Обр. 325-80		
	Хлорофент незон-дальный	Зональная миндалина			Зональная миндалина					Зональная миндалина		Гель-хлорофент	Интерстиционное стек-ло	
		Внешняя изотроп-ная зона	Смектит	Внутренняя изотропная зона	Внешняя изотроп-ная зона	Смектит	Внутренняя изотропная зона	Смектит, внутрен-ная зона		Хлорофент незональ-ный	Край			Центр
SiO ₂	47,48	48,23	46,55	51,70	46,10	46,90	47,86	46,92	47,75	45,00	45,02	51,70	74,49	
TiO ₂	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,17	0,05	0,05	0,21	0,71	
Al ₂ O ₃	6,25	5,55	5,95	4,27	6,08	6,00	5,19	5,85	9,31	6,13	6,27	9,12	12,74	
FeO*	20,27	20,68	20,69	24,50	20,70	20,99	23,80	21,29	26,04	28,65	28,86	22,89	3,22	
MgO	12,45	14,75	15,29	8,14	13,55	14,64	8,48	14,17	7,87	7,28	8,20	4,16	0,06	
CaO	2,54	2,32	1,86	2,62	2,35	2,12	1,99	2,01	1,79	2,71	2,43	1,78	2,52	
Na ₂ O	0,20	0,11	0,13	0,08	0,21	0,28	0,21	0,26	0,22	0,09	0,09	0,25	2,86	
K ₂ O	0,32	0,25	0,36	0,17	0,30	0,34	0,27	0,37	0,43	0,44	0,38	0,43	0,56	
MnO	0,04	0,10	0,02	0,11	0,02	0,04	0,10	0,03	0,06	0,09	0,03	0,13	0,04	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,0	0,14	0,00	
Сумма	89,66	92,01	90,89	91,60	89,36	91,31	87,93	90,95	93,66	90,45	91,35	90,79	97,20	

Примечание. * FeO — суммарное железо.

держит явных признаков присутствия существенно различающихся по характеру искажения групп октаэдров. Авторы цитируемой работы пришли к выводу о присутствии в спектре дублета с малой интенсивностью от ионов Fe³⁺, параметры которого могут соответствовать присутствию ионов Fe³⁺ как в октаэдрах, так и в тетраэдрах.

Как видно из данных, приведенных на фиг. 6, а, г и в табл. 4, характер спектров хлорофента существенно отличается от спектра базальтового стекла, описанного в работе [26]. В данном случае наблюдается хорошо разрешенный дублет от ионов Fe³⁺ даже в спектре обр. 72-82, где закисное железо преобладает, что позволяет с большей уверенностью определить его параметры. Значение изомерного сдвига $\delta = 0,36$ мм/с (относительно α -Fe) соответствует преимущественно октаэдрической координации катионов Fe³⁺, хотя и не исключается их небольшое присутствие в тетраэдрах. В качестве «реперных» для октаэдрической и тетраэдрической координации катионов Fe можно принять значения δ , установленные для красного мусковита ($\sim 0,4$ мм/с [30]) и тетраферрифлогопита ($\delta \sim 0,2$ мм/с [16]). В то же время значения квадрупольного расщепления Δ для ионов Fe³⁺ в хлорофентах и геля-хлорофенте (обр. 325-80) приближаются к величине Δ в оксисмектите (обр. 15-82) (см. табл. 4). Спектры хлорофента и базальтового стекла [26], отличаются в части, соответствующей двухвалентному железу. На фиг. 6, а, г видно, что спектры «аморфной» фазы могут содержать как один дублет со значением

Δ , равным 2,56 мм/с, так и два дублета со значениями Δ , равными 2,03 и 2,56 мм/с. Эти значения далеки от величины Δ , наблюдаемой в природном базальтовом стекле [26], но в то же время в точности совпадают со значениями Δ в оксисмектите (обр. 15-82) и гель-хлорофите (обр. 325—80), о чем свидетельствуют положения линий, приведенных в табл. 4.

Таким образом, наблюдается глубокое сходство спектров хлорофита и гель-хлорофита со спектрами смектита, что позволяет предположить наличие кристаллитов-зародышей оксисмектита в анализируемых фазах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗОТРОПНЫХ ФАЗ И СМЕКТИТОВ

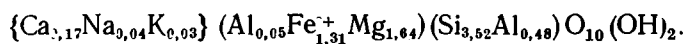
Выявленные под микроскопом типы зональности послужили основой для анализа химического состава исследуемых фаз с помощью рентгеновского микрозонда «Камебакс».

В частности, в обр. 17-82 был проанализирован хлорофит, содержащийся в одной из ложных миндалин, а в зональной ложной миндалине — изотропное вещество внешней зоны, смектит и изотропное вещество внутренней зоны. Из приведенных данных (табл. 5) следует, что все три исследуемые фазы имеют магниально-железисто-кремнекислотный состав (сумма компонентов составляет примерно 90%). Смектит от вещества внешней изотропной зоны (как и от незонального хлорофита) отличается крайне незначительно (несколько более повышенным содержанием MgO и K_2O). Вещество же внутренней зоны (гель-хлорофит) характеризуется заметно повышенным содержанием кремнекислоты и железа, при значительно (почти в 2 раза) пониженном содержании MgO .

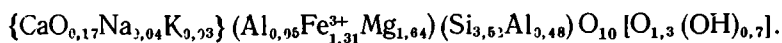
Примерно такая же картина отмечается и для обр. 18-82. Здесь также наблюдается заметное отличие по содержанию кремнекислоты, железа и магния для внутренней изотропной зоны (гель-хлорофита). Примечательно также, что смектит второй зоны и смектит внутренней (четвертой) зоны имеют практически идентичный состав. Незональный хлорофит (обр. 128-79) характеризуется повышенным содержанием железа (по сравнению с хлорофитом в образцах 17-82 и 18-82) и пониженным содержанием MgO . Почти аналогичен состав зонального хлорофита (обр. 18-83), в котором не устанавливается практически никаких отличий в составе зон. Гель-хлорофит обр. 325-80, как и гель-хлорофит в зональных агрегатах (образцы 17-82 и 18-82), отличается повышенным содержанием кремнекислоты и пониженным — MgO .

Нетрудно заметить, что данные по плотностным свойствам противостоят результатам определения химического состава на микрозонде. Различие в химическом составе хлорофита и гель-хлорофита столь незначительно, что такое большое расхождение в плотностях и показателях преломления этих веществ невозможно. Наиболее вероятным представляется предположение о значительно более пористом строении гель-хлорофита по сравнению с хлорофитом, что, кстати, подтверждается наблюдениями под оптическим и электронным микроскопами (см. фиг. 2, 3).

Степень стехиометричности аморфных и кристаллических фаз, проанализированных на микрозонде, устанавливалась в рамках определенных допущений, поскольку микрозондовый анализ не позволяет определять формы железа и содержания воды. Расчет структурной формулы хорошо окристаллизованного смектита (см. табл. 5, вторая зона, обр. 18-82) осуществляется вначале при предположении, что все катионы железа находятся в двухвалентном состоянии, а минерал чисто триоктаэдрический, т. е. сумма октаэдрических катионов на формульную единицу равна трем. Оказалось, что сумма положительных валентностей катионов в октаэдрах, тетраэдрах и межслоевых промежутках равна 22, что точно соответствует идеальному составу анионного каркаса $2:1$ слоев $O_{10}(OH)_2$ на половину содержания элементарной ячейки. Следовательно, структурная формула минерала имеет вид:

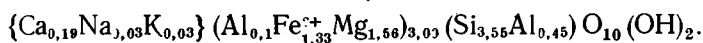


Однако, согласно данным мессбауэровской спектроскопии, ионы железа в структуре смектита находятся в основном в трехвалентном состоянии, причем среди координирующих их анионов должен наблюдаться дефицит ОН-групп, которые замещены на атомы кислорода. Поэтому структурную формулу анализируемого смектита, отражающую его реальный состав, следует записать в виде:



Практически такая же формула получается для смектита из четвертой, центральной зоны обр. 18-82. Эти данные свидетельствуют как о высокой степени локальной стехиометричности состава исследованных смектитов, так и об их исключительной близости.

Из табл. 5 видно, что состав внешней изотропной зоны хлорофейта обр. 18-82 очень близок составу смектитов из смежных зон (второй и четвертой того же образца). В этих условиях представляло интерес количественно оценить степень стехиометричности хлорофейта составу идеального триоктаэдрического смектита. Расчет проводился при тех же условиях, что и в предыдущем случае. Оказалось, что сумма положительных валентностей катионов в октаэдрах, тетраэдрах и межслоевых промежутках равна 22, 07, что в пределах ошибки соответствует идеальному составу анионного каркаса 2:1 слоев $O_{10}(OH)_2$. При этом полученная формула имеет вид:



Очевидно, что в зависимости от степени окисленности катионов железа будет варьировать замещение ОН-групп на атомы кислорода.

Таким образом, данные химического анализа подтверждают сделанный ранее вывод о кристаллитном состоянии хлорофейта, состав которого практически точно соответствует составу хорошо окристаллизованного смектита.

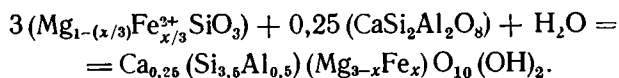
Состав хлорофейта обр. 128-79 также стехиометричен составу оксисмектита. Действительно, по данным мессбауэровской спектроскопии, в этом образце катионы железа находятся в основном в трехвалентном состоянии и имеют преимущественно кислородное окружение вследствие замены большей части ОН-групп на кислород. В этих условиях состав хлорофейта может быть выражен формулой:



Существенно иной результат был получен при попытке отождествить составы гель-хлорофейта и смектита. Даже в предположении, что в образце присутствует только двухвалентное железо (что противоречит данным мессбауэровской спектроскопии), приходится допустить значительное замещение ОН-групп на атомы кислорода, что кристаллохимически не обосновано. Расчеты формулы на основе трехвалентного состояния катионов железа приводят к еще более криминальному результату, ибо положительный катионный заряд в формульной единице начинает превышать максимально допустимый заряд анионного каркаса 2:1 слоев. Расчет формулы в случае гель-хлорофейта из обр. 325-80 показал, что его состав также отличается от того, который соответствует смектиту. Таким образом, из рассмотрения данных локального химического анализа следует вывод, что хлорофейты имеют практически тот же состав, что и хорошо окристаллизованные смектиты, тогда как гель-хлорофейты оказались нестехиометричными по отношению к составу этих фаз. Отметим, что степень нарушения стехиометричности в гель-хлорофейте не столь велика, чтобы отрицать его кристаллитное состояние, т. е. наличие в нем структурных фрагментов, аналогичных 2:1 слоям в смектитовом минерале.

Наконец, отметим, что состав всех проанализированных фаз можно условно представить как сумму молярных компонент пироксена и анор-

тата примерно в таком соотношении:



* * *

В результате проведенных исследований получены новые данные, представляющие, по-видимому, определенный интерес вне зависимости от их интерпретации.

1. Установлена псевдоаморфность (или, точнее, полуаморфность) изотропных фаз, ассоциирующих с оксисмектитом в изученном типе базальтов. Их кристаллитное строение (ближний порядок) аналогично таковому в хорошо окристаллизованном оксисмектите.

2. С оксисмектитом ассоциируют два типа псевдоаморфных фаз (хлорофит и гель-хлорофит), резко различных по плотностям, показателю преломления и, вероятно, состоянию воды в структуре; в то же время эти фазы очень близки между собой и к оксисмектиту по химическому составу и ряду структурных характеристик.

Для объяснения этих фактов предполагается ликвационный механизм обособления расплава, обогащенного слабыми основаниями и изначально выполнявшего объемы ликвантных капель. Эти капли впоследствии деформируются и превращаются в так называемые ложные миндалины. Следует обсудить возможные механизмы образования стеклоподобного изотропного вещества и оксисмектита из этого расплава.

Ранее [21] предполагалось, что ликвант застывает в виде стекла неизвестной структуры, которое впоследствии в силу метастабильности и под воздействием новых порций воды замещается смектитом и, возможно, другими метаколлоидными минералами. Полученные данные позволили выявить противоречия в такой трактовке: 1) необъяснима практически полная стехиометричность хлорофита и оксисмектита в зональных агрегатах; 2) стеклообразное вещество, являющееся продуктом застывания ликванта, имеет кристаллитное строение, аналогичное оксисмектиту.

Более корректным представляется предположение о непосредственной кристаллизации оксисмектита из отликвировавшей порции расплава². В такой трактовке хлорофит рассматривается как переохлажденный ликвант, в силу ряда причин не имевший возможности полностью раскристаллизоваться.

В литературе [3, 23] высказываются предположения, что уже в расплаве завершается образование сложных химических соединений. В этом смысле кристаллизация — лишь закрепление «дальнего» порядка, намечающегося уже в расплаве. Относительно низкая по сравнению с обогащенным кремнекислотой остаточным расплавом степень полимеризации фемического ликванта (вероятно, двумерная), а также наличие воды способствовали образованию «протосмектита» в еще не застывшем расплаве.

По мере застывания ликванта на общем фоне охлаждения расплава реализуются различные типы зональной его дифференциации, обусловленной образованием закалочной зоны по контуру ложной миндалины и ритмическими реакциями в застывающем стеклоподобном хлорофите и в гель-хлорофите.

Вопрос о происхождении гель-хлорофита связан с проблемой вхождения воды в ликвант. Нами рассмотрены два возможных механизма насыщения ликванта (хлорофита) водой. В рамках первого предположения (вхождения значительного количества воды в ликвант еще в состоянии расплава) возможно допустить прямую гелефикацию закалочной фазы. Согласно второму предположению (поступлению основного количества воды в ликвант диффузионным путем, на фоне остывания потока),

² По экспериментальным данным, образование триоктаэдрического смектита возможно до температуры порядка 700° С. [27].

гель-хлорофент образуется в результате относительно низкотемпературных процессов, при гидратации хлорофента.

В заключение отметим, что хлорофент и гель-хлорофент не исчерпывают всего многообразия аморфных фаз, возникающих на разных стадиях преобразования базальтов. Так, в океанических базальтах широко развита специфическая Fe-SiO_2 -фаза (вероятно, низкотемпературная) с содержанием SiO_2 от 20 до 40% и FeO от 45 до 60% [11]. По сидеромелановому стеклу корок pillow-лав и гиалокластитов нередко развит низкотемпературный аморфный палагонит.

Смектиты в базальтах, особенно океанических, очевидно, имеют низкотемпературный генезис, например K-Fe- и Mg- смектиты, описанные в [33] и других работах.

Задачей дальнейших исследований является установление стадийальных соотношений высокотемпературных метастабильных фаз (оксисмектита, хлорофента) с более стабильными в поверхностных условиях низкотемпературными аморфными образованиями и смектитами.

Литература

1. Анфилогов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородова В. Я. Фазовые отношения в агапитовой области системы $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см².— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 4, с. 944—947.
2. Анфилогов В. Н., Дымкин А. М., Бобылев И. Б. Явления несмешиваемости в магматических расплавах.— В кн.: Исследования структуры магматических расплавов Свердловск: изд-во УНЦ АН СССР, 1981, к. 3—14.
3. Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 13—19.
4. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
5. Белянкин Д. С., Влодавец В. И. К петрографии восточного побережья Чешской губы.— Изв. АН СССР, 1927, с. 967—994.
6. Варшал Б. Г. Химические аспекты ликвационных явлений в силикатных и алюмосиликатных расплавах.— В кн.: Исследование структуры магматических расплавов. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1981, с. 41—51.
7. Дайняк Л. Г., Дриц Д. И., Кудрявцев Д. И. и др. Кристаллохимическая специфика Fe^{3+} -содержащих смектитов — продуктов вторичного изменения океанических и континентальных базальтов.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 6, с. 1458—1462.
8. Иванов К. П. О хлорофенте из нижнемезозойских базальтов и долеритов восточного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 6, с. 1338—1340.
9. Иванов И. П. О природе «альбитизирующих» растворов.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М.: Наука, 1972, с. 92—103.
10. Иванов И. П., Маракушев А. А., Римкевич В. С. Экспериментальное исследование области расслаивания в системе $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-K}_2\text{SiF}_6$ и распределение Nb и Ta между несмешивающимися расплавами.— В кн.: Исследование структуры магматических расплавов. Свердловск: Кн. изд-во, 1981, с. 21—32.
11. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г. и др. Минералогия преобразований олигоценых базальтов хребта Рейкьянес (скв. 407 DSDP).— В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 19—41.
12. Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф. Количественный анализ гетерогенности минералов с разделением зерен 5—50 мкм методом ступенчатого изменения плотности.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 144—150.
13. Куплетский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер., 1940, вып. 25 (8), с. 7—22.
14. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрограф. сер., 1955, вып. 161, № 46. 197 с.
15. Ляхович В. В. К минералогии палагонитов.— Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1957, № 11, с. 193—222.
16. Павлишин В. И., Платонов А. Н., Польшин Э. В. и др. Слюды с железом в четверной координации.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1978, т. 107, вып. 165.
17. Петрография. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1976. 382 с.
18. Реддер Э. Ликвация силикатных магм.— В кн.: Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с. 24—66.
19. Сазонова З. А. Петрография базальтов Чешской губы.— Тр. Петрограф. ин-та, 1938, вып. 12, с. 107—152.
20. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Текстуры типов эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы.— Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 362. 62 с.
21. Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофент в эффузивных базальтах.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
22. Хренов А. П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982, 129 с.
23. Эпельбаум М. Б. Формирование химических соединений в силикатных расплавах и их роль в магматических процессах.— В кн.: Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск: Кн. изд-во, 1981, с. 33—40.

24. *Bancroft G. M., Maddock A. G., Burns R. G.* Applications of the Mössbauer effect to silicate mineralogy.— I. Iron silicates of crystal structure.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, p. 2219—2246.
25. *Baragar W. K. A., Plant A. G., Pringle G. I., Schau M.* Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, № 4, (pt 2), p. 837—874.
26. *Calas G., Petiau T.* Structure of oxide glasses: spectroscopic studies of local order and crystallochemistry.— *Geochem. implications. Bull. Mineral.*, 1983, v. 106, p. 33—55.
27. *Carnan J. H.* Synthetic sodium phlogopite and its two hydrates: stabilities, properties and mineralogical implications.— *Amer. Mineralogist*, 1974, v. 59, p. 261—273.
28. *Farmer V. C.* Infrared spectroscopy in clay studies.— *Clay minerals*, 1968, v. 7, № 4, p. 373—387.
29. *Fermor L. L.* On the basaltic lavas penetrated by a deep boring for coal at Bhusawal, Bombay Presidency.— *Rec. Geol. Sur. India*, 1925, v. 63, p. 93—240.
30. *Goodman B. A.* The Mössbauer spectrum of a ferrian muscovite and its implications in the assignment of sites in dioctahedral micas.— *Mineral. Mag.*, 1976, v. 40, p. 513—517.
31. *Meyer P. S., Sigurdsson H.* Interstitial acid glass and chlorophaeite in Iceland basalts.— *Lithos*, 1978, v. 11, № 3, p. 231—241.
32. *Peacock M. A., Fuller R. E.* Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from Columbia river plateau.— *Amer. Mineralogist*, 1928, v. 13, № 7, p. 360—383.
33. *Robinson P. T., Flower M. F. Y., Schmincke H. U., Ohnmacht W.* Low temperature alteration of oceanic basalts.— *Initial Reports of DSDP. Wash.*, 1977, v. 37, p. 775—794.
34. *Stokes K. R.* Further investigations into the nature of the material chlorophaeite and its relationship to palagonite.— *Proc. Geol. Soc. London*, 1968, № 1649, p. 116—118.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
2.VII.1984

УДК 552.576.2 : 553.495

УГЛИСТОЕ ВЕЩЕСТВО НА ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ УРАНА

УСПЕНСКИЙ В. А., КОЧЕНОВ А. В., ХАЛДЕЙ А. Е.

Показано поведение высококарбонизованного органического вещества растительного происхождения при наложении различных процессов. В стратиформных рудных залежах, формировавшихся при участии кислородсодержащих вод, наблюдается корреляция между степенью окисленности ОВ и его ураноносностью. Углистое вещество в пределах крутопадающих метасоматически проработанных зон с жильным оруденением окислено непосредственно на контакте с микропрожилками настурана, по-видимому, в результате пострудных радиолитических процессов.

Особенности органического вещества (ОВ) и его участие в процессе накопления урана при экзогенном рудообразовании описаны в ряде работ [2, 3, 5], в которых показано, что при рудообразовании, связанном с инфильтрацией кислородных вод, преобладающим типом изменения ОВ является его окисление. Однако характер корреляции между накопленным ураном и степенью окисленности ОВ на разных объектах может сильно различаться в зависимости от петрографических особенностей угленосных пород, обстановок рудообразования и последующих наложенных процессов.

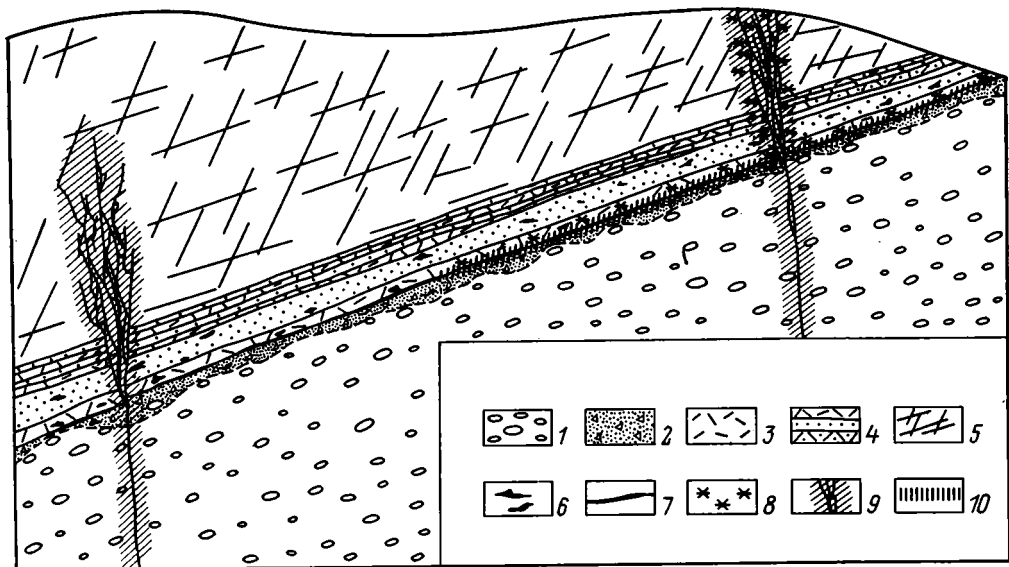
Поведение ОВ при воздействии на него гидротермальных рудообразующих растворов изучалось ранее на примере черных углеродистых сланцев, вмещающих жильное настурановое оруденение [4]. ОВ в этих породах содержится в небольших количествах и характеризуется крайней степенью метаморфизма (представлено в основном графитом).

Объектом нашего исследования послужило гидротермальное месторождение в вулкано-тектонической депрессии, относящееся к молибден-урановой рудной формации. В разрезе рудовмещающих отложений выделяются (снизу вверх): конгломераты, пачка туфогенно-осадочных пород, покров фельзитов (фиг. 1). Основным типом оруденения является жильно-штокверковое, приуроченное к зонам крутопадающих тектонических нарушений; оно локализуется преимущественно в фельзитах и сопровождается характерным комплексом околорудных изменений (гидрослюдизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация) и сопутствующих минералов. Возраст его оценивается в 120—130 млн. лет.

Помимо жильного оруденения на месторождении развито также стратиформное оруденение, приуроченное к туфогенно-осадочной пачке, представленной переслаивающимися кислыми туфами, туффитами, песчаниками, хлидолитами. Эти породы содержат ОВ в виде углефицированных растительных остатков различных размеров; от мелкого пылевидного детрита до целых хорошо сохранившихся стволов деревьев с различными годовыми кольцами (фиг. 2, а, б). В кровле темно-серых и черных хлидолитов почти повсеместно присутствуют маломощные (до 15 см) прослой или линзы полосчатых углей.

В отличие от крутопадающих зон преобладающим глинистым новообразованием здесь является монтмориллонит, развивающийся по обломкам вулканогенных пород. Сероцветные песчаники интенсивно окремнены.

В туфогенно-осадочной пачке отчетливо фиксируются признаки окислительного эпигенеза в виде замещения пирита, сидерита и мелкого углистого детрита окислами и гидроокислами железа, в результате



Фиг. 1. Схематический геологический разрез

1 — конгломераты; 2 — хлдиты (темно-серые, несортированные породы, обогащенные органическим веществом); 3 — туфы, туфопесчаники; 4 — песчаники, серые, кремневые; 5 — фельзиты; 6 — углефицированные остатки растений; 7 — прослои полосчатых углей; 8 — изменения окислительного ряда (гидроокислы и окислы железа, вторичная урановая минерализация и др.); 9 — крутопадающие зоны нарушений с жильным оруденением в ореолах метасоматически измененных пород; 10 — стратиформное урановое оруденение

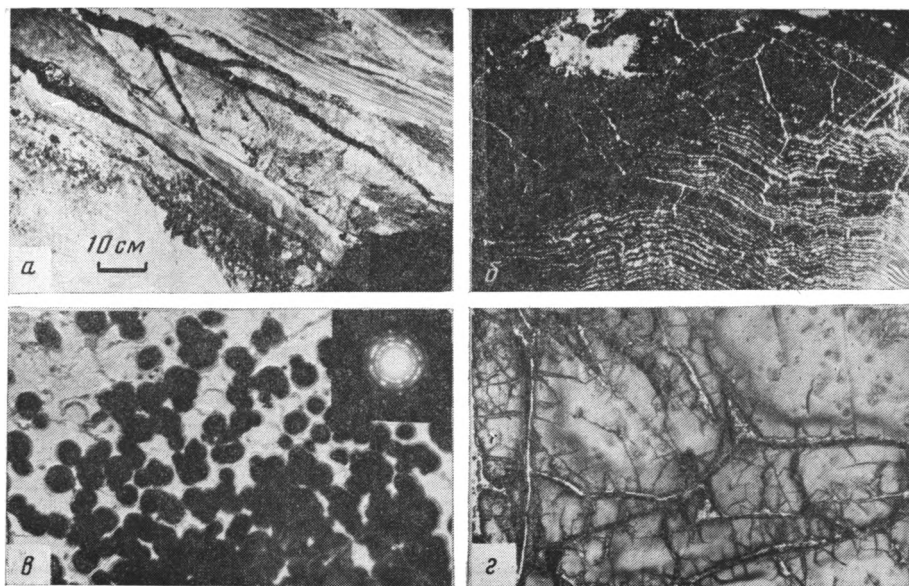
чего порода приобретает красно-бурую окраску. Урановое оруденение локализуется на контакте красноцветно-окисленных и первично серых пород, достигая максимума в кровле последних; с выклиниванием зоны красноцветного окисления выклинивается и оруденение (см. фиг. 1):

Возраст стратиформного оруденения по данным изотопно-свинцового анализа, оценивается в 40—50 млн. лет, что, по-видимому, отвечает времени формирования пластового окисления.

Интересно сравнить поведение ОВ в разных геологических ситуациях. С этой целью было отобрано более 60 проб, содержащих ОВ. Если ОВ в пробе присутствовало в рассеянной форме и небольшом количестве, то для анализа оно концентрировалось путем растворения вмещающей породы в кислотах. Химический анализ ОВ проводился методом сжигания, дополнительно методами сухой перегонки и экстракции изучались такие компоненты, как влага, газ, деготь, гуминовые кислоты и битумы. По этим данным рассчитывались наиболее важные характеристики ОВ: степень окисленности (сО) и степень метаморфизма (карбонизации).

Для характеристики первичного (доэпигенетического) состава ОВ: отбирались образцы углистого детрита и углей на удалении от зон поверхностного и пластового окисления и крутопадающих рудоносных нарушений — в безрудных, сероцветных разрезах.

Угли и углефицированные растительные остатки имеют черный цвет, раковистый излом, твердость 2—3. Они могут быть блестящими, полублестящими, иногда матовыми. Содержание углерода колеблется от 82 до 90%; водорода — от 3 до 4,7% (табл. 1). Содержание серы очень низкое, что согласуется со слабым проявлением сульфидной минерализации на месторождении. ОВ слабо (до 0,2%) растворяется в хлороформе; экстракт обладает желтой или коричнево-желтой люминесценцией, по данным инфракрасной спектроскопии (ИКС) состав близок к ископаемым смолам. Щелочная вытяжка с 2%-ным раствором NaOH в неизмененных углях отрицательна. При сухой перегонке в части образцов выделяется небольшое количество дегтя и пирогенной воды.



Фиг. 2. Органическое вещество и урановая минерализация в нем
 а — крупный древесный остаток (ствол дерева с сохранившимися сучьями) в песчанике, под ним углистый прослой (фотодокументация); б — углефицированный растительный остаток. Аншлиф, в косом свете. Хорошо видны годовые кольца. Увел. 15;
 в — глобулярные выделения коффинита в угле (из стратиформной рудной залежи), электронное микрофото (реплика со скола); з — углефицированный растительный остаток из крутопадающей рудной зоны. Аншлиф, в отраженном свете. Микропрожилки с настураном и сульфидами. Увел. 80

кислого состава с большим количеством фенола, кокс порошкообразный. По физическим свойствам и химическому составу ОВ соответствует высококарбонизованным маркам угля от отощенного до антрацита.

Степень углефикации ОВ обнаруживает явную связь с положением в разрезе относительно покрова фельзитов. Чем далее залегают растительные остатки и угли от его подошвы, тем слабее они метаморфизованы. Минимальная степень углефикации (буроугольная стадия) отмечается для органических остатков, отделенных от покрова вулканитов туфогенно-осадочными образованиями мощностью до 10—20 м (что имеет место на соседнем участке). Наиболее метаморфизовано углистое вещество, непосредственно на контакте с фельзитами. В этом отношении показательны результаты изучения вертикально расположенных (поперек слоистости) углефицированных стволов деревьев (см. табл. 1, обр. 11-17). Их верхние части, примыкающие к подошве покрова фельзитов, по степени углефикации ОВ приближаются к природному коксу, в то время как нижние относятся к отощенным углям; межплоскостные расстояния ОВ в таких обломках возрастают (снизу вверх) от 3,6 до 3,8 Å. Изменения углистого вещества, связанные с термальным метаморфизмом, имеют площадной характер. Какой-либо связи между степенью углефикации ОВ и содержанием в нем урана не отмечается.

Другим важным показателем состава ОВ является *степень окисленности* (сО), определяемая по формуле

$$сО = \frac{(O + S + N) - H}{C} ;$$

она меняется от —1 для наиболее восстановленного вещества — метана, до +1 для наиболее окисленного — углекислоты.

В безрудных сероцветных разрезах вулканогенно-осадочных пород, на удалении от зон разломов и при отсутствии признаков окислительного эпигенеза сО углистого вещества в среднем составляет $=0,08 \div -0,13$.

Таблица 1

Химический состав ОВ (в пересчете на горячую массу)

Номер образца	Компоненты	Число проб	ОВ, %	Уран, усл. ед.	РОВ, %	Влага, %	Сера, %	Углерод, %	Водород, %	Кислород, %	Степень окисленности, сО	C/H	C/(O+S+N)	Вода пиролизная, %	Деготь, %	Кокс, %
<i>ОВ в сероцветных слабо эпигенетически измененных породах</i>																
1	Рассеянное ОВ из туффита	5	0,032	6	0,001	3,53	Следы	89,42	4,72	5,86	-0,13	18,9	15,2	—	Нет	—
2	То же из песчаника	2	0,18	4	0,002	2,26	0,23	88,60	3,12	8,28	-0,071	28,4	10,7	—	»	—
3	То же из углистого алевролита	2	9,9	16	0,05	1,64	0,15	87,34	3,14	9,25	-0,077	25,6	9,4	4,6	»	86,7
4	Прослой полосчатого угля	5	77,5	10	0,6	3,43	Нет	85,99	4,51	9,50	-0,12	19,1	9,1	5,1	2,5	78,6
5	Крупный углистый остаток	1	43,7	9	0,04	3,22	»	84,26	3,96	11,78	-0,090	21,3	7,2	6,0	2,2	76,4
6	То же	1	70,7	2	0,16	0,90	0,23	90,35	2,95	6,50	-0,071	30,7	13,9	2,9	Нет	90,2
<i>ОВ в красноцветных эпигенетически окисленных отложениях (за пределами крутопадающих зон)</i>																
7	ОВ из туффита	2	0,038	80	0,03	10,58	Нет	69,64	3,96	26,40	-0,028	17,6	2,6	—	—	—
8	Углистый алевролит	3	14,2	56	0,08	1,36	»	79,60	4,30	16,70	-0,043	18,4	4,7	7,5	2,3	77,2
9	Углистый остаток	1	71,1	100	0,16	3,23	0,94	80,04	3,31	16,65	-0,046	24,2	4,8	0,6	0,6	73,8
10	»	1	66,2	190	0,001	1,45	5,20	82,28	1,66	16,06	+0,012	49,6	5,1	6,9	—	86,0
<i>Вертикально расположенный углефицированный ствол дерева вблизи подошвы фельзита</i>																
11	Нижняя часть ствола	1	82,2	470	0,002	0,99	Следы	88,62	3,16	8,22	-0,072	28,0	10,8	3,6	Нет	90,4
12	То же	1	54,4	510	0,005	1,80	»	88,93	2,81	8,26	-0,060	31,6	10,8	3,7	»	90,3
13	»	1	43,0	270	0,001	1,61	»	87,55	2,99	9,46	-0,062	29,3	9,3	3,7	»	89,8
14	»	1	72,3	570	0,005	1,75	»	87,18	2,93	9,89	-0,058	29,7	9,8	3,5	»	89,5
15	»	1	82,0	9800	0,006	1,64	»	90,69	3,00	6,31	-0,073	30,2	14,4	3,5	»	90,1
16	»	1	61,8	2100	0,005	2,13	»	88,71	12,98	8,31	-0,066	29,8	10,7	3,4	»	90,0
17	Верхняя часть ствола	1	23,3	3,7	0,005	5,03	»	80,31	2,30	17,39	-0,005	34,9	4,6	5,1	»	77,4
<i>Углистые остатки и угли в зонах крутопадающих тектонических нарушений</i>																
18	Углистый остаток	1	33,9	30 600	0,08	6,77	—	77,21	2,26	20,53	+0,012	34,2	3,8	—	»	—
19	ОВ из алевролита	1	2,8	490	10,001	10,28	—	76,68	3,02	20,30	-0,019	25,4	3,8	—	»	—
20	То же	1	5,4	140	0,005	6,22	—	82,78	3,77	13,45	-0,076	22,0	6,2	—	»	—
21	»	1	3,1	10	0,3	3,83	—	83,63	4,05	12,26	-0,090	20,7	6,8	—	»	—
22	Уголь	1	76,0	100	0,7	2,60	—	83,77	4,60	11,60	-0,11	18,1	7,2	3,4	5,5	75,6

Результаты центрифужного фракционирования углистого вещества

Компоненты	Угlistый безрудный пропласток				Обломок углефицированной древесины из сероцветного песчаника			
	<1,34	1,34—1,35	1,35—1,36	<1,36	<1,36	1,36—1,4	1,4—1,5	>1,5
Выход фракции, %	20,7	56,0	13,8	9,5	12,5	52,8	18,5	16,2
Органическое вещество, %	97,3	96,1	89,6	62,0	97,0	96,7	87,8	53,9
Уран, усл. ед.	1	1	5	28	12	39	240	1200
Влага, %	2,2	2,1	2,3	2,1	2,1	2,2	4	5,1
Зола, %	0,5	1,8	8,3	36,6	1,0	1,2	8,2	43,2
Углерод, %	89,60	89,78	87,07	77,26	94,19	91,42	87,14	77,28
Водород, %	3,91	3,91	3,83	3,17	3,67	3,68	3,35	2,89
Кислород (O+S+N), %	6,49	6,31	9,10	22,57	2,14	4,90	9,51	19,83
Степень окисленности сО	-0,104	-0,104	-0,092	-0,014	-0,108	-0,101	-0,074	-0,016
C/H, ат. %	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,1	2,2	2,2
C/(O+S+N)	18,87	19,2	12,7	4,6	57,3	24,6	12,3	5,2

На участках, несущих стратиформное оруденение, ОВ в туфогенно-осадочных породах в той или иной мере подверглось окислению, что фиксируется широким размахом колебаний сО и отношений C/(O+S+N). Максимального значения (+0,06 и выше) сО достигает в реликтах углистого детрита, выделенного из красноцветно-окисленных туфопесчаников и на контактах с этими породами. С возрастанием содержания кислорода соответственно уменьшается содержание Н и С, исчезают растворимые в органических растворителях фракции и деготь, но появляются вторичные гуминовые кислоты, возрастает гигроскопическая влажность; растительные остатки становятся рыхлыми, пропитываются окислами железа. Нередки случаи полной минерализации («выгорание») ОВ; угlistые остатки при этом осветляются или становятся буровато-красными, замещаясь глинистыми минералами, окислами железа.

С возрастанием степени окисленности увеличивается и содержание урана в угlistом веществе, хотя линейной зависимости между этими величинами не существует.

С подобной закономерностью нам уже приходилось сталкиваться на месторождении урана, связанном с зоной пластового окисления, где степень углефикации ОВ была значительно ниже [2].

Электронно-микроскопическое изучение ураноносного угlistого материала показало, что уран в нем находится в форме мельчайших (доли микрометра) глобуль коффинита и окислов урана (см. фиг. 2, в), приуроченных к пириту. Такая форма выделений минералов урана характерна для инфильтрационных концентраций.

При изучении вопроса о влиянии на ОВ гидротермальных рудообразующих растворов, циркулировавших по крутопадающим зонам, особое внимание было обращено на отбор проб, не затронутых гипергенными процессами (визуально об этом можно было судить по отсутствию в них и вмещающих породах гидроокислов железа, а также вторичных минералов урана). Такие условия могут иметь место только на нижних горизонтах туфогенно-осадочной пачки, наиболее удаленных от дневной поверхности.

Один из образцов, отобранный из песчаника, вблизи пересечения его крутопадающей рудной зоной (см. фиг. 1), сопровождающейся интенсивным метасоматическим изменением пород и прожилковой урановой минерализацией, представлял собой крупный обломок углефицированной древесины черного цвета с хорошо сохранившейся клеточной структурой. По данным радиографического изучения, максимальная радиоактивность приурочена к краям обломка, характеризующимся повышен-

(содержания урана во фракциях различного удельного веса)

Крупный обломок углефицированной древесины вблизи зоны нарушения										
Обр. 1					Обр. 2					
<1,4	1,4—1,5	1,5—1,7	1,7—1,9	>1,9	<1,6	1,6—1,8	1,8—2,0	2,0—2,2	2,2—2,9	>2,9
35,9	34,2	18,3	4,6	7,0	14,0	8,1	5,2	4,1	11,5	57,0
92,8	87,2	79,8	45,9	17,3	85,9	77,0	71,8	66,5	26,5	9,3
300	610	1370	4300	6900	940	2100	3000	3400	7400	15 000
5,2	7,1	9,9	13,7	20,7	9,5	12,9	12,8	13,5	17,4	20,7
2,1	6,2	11,6	46,9	78,2	5,1	11,6	17,6	23,1	67,9	85,0
84,58	82,72	80,04	75,40	66,99	83,90	78,11	76,88	76,89	70,75	—
4,47	4,11	4,07	4,06	4,05	3,93	3,62	3,25	3,29	3,26	—
10,95	13,17	15,89	20,54	28,96	12,17	18,27	19,87	19,52	25,69	—
—0,11	—0,089	—0,078	—0,059	—0,019	—0,086	—0,051	—0,033	—0,033	—0,002	—
1,6	1,7	1,6	1,5	1,4	1,8	1,8	1,9	1,9	1,8	—
10,4	8,4	6,7	4,9	3,1	9,2	5,7	5,2	5,2	3,6	—

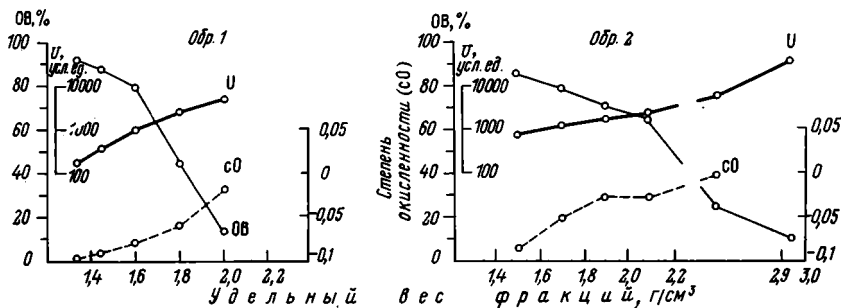
ной трещиноватостью. Рудная минерализация представлена настураном, выполняющим трещины в углстом веществе (см. фиг. 2, г). В микропрожилках наблюдается срастание настурана с кварцем и пиритом, а также примесь фемолита, т. е. минеральная ассоциация, характерная для жильного оруденения описываемого месторождения. Петрографическое изучение показало, что углстое вещество на контакте с рудными прожилками изменено и приобрело желтовато-бурый цвет, по-видимому, вследствие окисления.

По данным химического анализа ОВ по степени углефикации относится к антрациту и характеризуется повышенной степенью окисленности (см. табл. 1, обр. 18).

Ураносное углстое вещество было подвергнуто центрифужному анализу, результаты которого приведены в табл. 2 и на фиг. 3. С увеличением удельного веса фракции уменьшается содержание ОВ, возрастает степень его окисленности и содержание урана. Напротив, легкие фракции с максимальным содержанием ОВ резко обеднены ураном и не окислены. Эти данные свидетельствуют о крайней неоднородности состава ОВ даже в пределах одного рудосносного обломка. Очевидно, что максимальной степенью окисленности обладает ОВ в сростках с настураном, которые при центрифугировании попадают в тяжелую фракцию.

При центрифугировании ОВ с убогими концентрациями урана описанная тенденция сохраняется, однако основная масса этих образцов очень слабо разделяется по удельному весу, что свидетельствует о ее однородности.

Помимо древесных остатков в тех же зонах гидротермального метасоматоза были отобраны пропластки и линзы углстых алевролитов и



Фиг. 3. Результаты фракционирования ураносных углстых остатков по удельному весу (см. табл. 2)

полосчатых углей (см. табл. 1, обр. 19-21). По степени углефикации они практически не отличаются от древесных остатков и относятся к классу антрацитов или тощих углей. Однако содержания урана в них не достигают столь высоких значений, как в описанных выше обломках древесины. Соответственно и степень окисленности ОВ углей в подобных случаях столь же низкая, как и в сероцветных безрудных разрезах.

Таким образом, урановая минерализация в углистом веществе, как в стратиформных рудных залежах, связанных с зонами пластового окисления, так и в крутопадающих зонах, в ореолах метасоматически измененных пород сопровождается окислением ОВ. Эта особенность ураноносного ОВ представляется конвергентной, обусловленной разнотипными процессами, о чем свидетельствуют, в частности, различные формы выделений рудных минералов и другие отличительные признаки.

При окислении ОВ пластовыми кислородными водами наиболее интенсивно изменяются краевые части растительных остатков и пропластков угля вплоть до полной их минерализации (осветления). В этом процессе осаждение урана из кислородсодержащих вод происходило одновременно с окислением ОВ, которое является одним из главных факторов формирования стратиформных руд. Разгрузка кислородных вод в туфогенно-осадочные отложения происходила вдоль крутопадающих нарушений, что обусловило структурный контроль стратиформных залежей.

Внутри гидротермально проработанных зон ОВ в обломках древесины окислялось только непосредственно на контакте с прожилками настурана. Это явление отмечалось ранее, при изучении жильного уранового оруденения в черных сланцах.

В работе [4] указывалось, что осветление черных сланцев наблюдается только в тех участках, где массивные выделения настурана размещены непосредственно в зальбанде жилы, и связано с исчезновением (окислением) графита. Было высказано также предположение, что графит породы, вступая в реакцию с ураноносными растворами, окисляется, восстанавливая уран.

В рассмотренном нами случае очевидно, однако, что углистое ОВ в осаждении урана из гидротермального раствора активной химической роли не играло, поскольку в пределах крутопадающих зон оруденение локализуется практически во всех типах пород, в том числе полностью лишенных ОВ. Обильная микропрожилковая настурановая минерализация в древесных остатках здесь скорее обусловлена высокой трещиноватостью последних. С этой точки зрения понятно низкое содержание урана в линзах углей в этих зонах, поскольку они в отличие от древесных остатков обладают плотным, монолитным строением и небольшим количеством трещин.

Окисление ОВ на контакте с рудными прожилками в древесных остатках происходило, по-видимому, уже после отложения настурана. Вероятной причиной мог послужить радиолитиз поровых вод, протекающих с выделением кислорода. Примеры радиолитического изменения ОВ, в том числе экспериментальные данные, приведены в работе [1].

Литература

1. Вовк И. Ф. Радиолитиз подземных вод и его геохимическая роль. М.: Недра, 1979.
2. Круглова В. Г., Успенский В. А., Дементьев П. К., Коченов А. В. Органическое вещество в процессе концентрации урана при древнем пластовом окислении угленосных отложений. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 124—130.
3. Некрасова З. А. К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях. — В кн.: Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957, с. 37—54.
4. Соколова Н. Т., Моторина З. М., Успенский В. А. и др. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактового метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов. — Геохимия, 1972, № 1, с. 110—123.
5. Успенский В. А., Кисляков Я. М. Рудоконтролирующая окислительная зональность древнеэпигенетических урано-угольных месторождений и закономерности преобразования бурых углей. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 5, с. 57—68.

Мингео СССР, Москва

Поступила в редакцию
23.IV.1985

УДК 552.55(477.5)

**К ПОЗНАНИЮ ГЕНЕЗИСА СИЛИЦИТОВ
(НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ КРЕМНЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ
ПРИЧЕРНОМОРЬЯ И ДРУГИХ РАЙОНОВ)**

**ШУМЕНКО С. И., [ФРОЛОВА Л. М.], НЕСТЕРОВА Л. Л.,
ДЁМЕНКО Д. П.**

Приведены новые данные о связи кремневых конкреций с кремнистыми органическими остатками: губок, радиолярий и диатомовых водорослей. Показано, что основными концентраторами кремнезема являются организмы, абиогенные процессы приводят лишь к его перераспределению.

Кремневые конкреции или, как их часто называют, *кремни* — характерные образования карбонатных отложений мелового периода, но встречаются и в более молодых формациях, вплоть до неогена. Кремни — дискретные проявления силицитов, которые нередко являются краевыми фаціальными аналогами их пластовых разностей, поэтому установление их генезиса во многом может способствовать расшифровке генезиса силицитов вообще. Если представление о том, что силициты — продукт изменения кремнистых или карбонатно-кремнистых осадков не вызывает возражений у подавляющего большинства исследователей, то, как справедливо отмечено в работе [2], происхождение кремнистых осадков является предметом непрерывных дискуссий. Дискутируется как источник кремнезема, так и механизмы его перевода в осадки, а затем в породы.

Еще М. В. Ломоносов в середине XVIII в. обратил внимание на кремни и пришел к выводу, что они образуются путем стяжения рассеянного кремнезема, таким образом отметив их вторичную природу. В начале XIX в. К. Г. Эренберг установил в кремнях большое количество «инфузорий», которые, по его мнению, и явились источником кремнезема. Форшгаммер (1835 г.) главный источник кремнезема видел в остатках организмов (в частности, губок). Обе группы организмов были обнаружены в кремнях нашим соотечественником И. Брыковым.

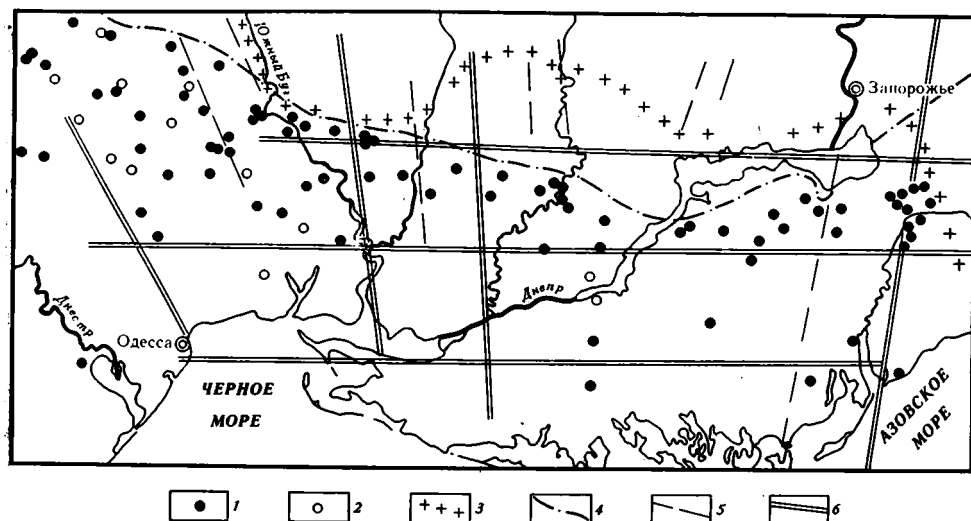
Так родилась биогенная гипотеза силицитов. В середине XIX в. Смит высказал гипотезу о химическом осаждении кремнезема из морской воды (цитируется по Г. И. Бушинскому [3]).

Не вдаваясь здесь в анализ длительной истории изучения кремней, в частности, и силицитов вообще, отметим лишь наиболее распространенные представления о происхождении этих пород.

1. Сторонники биогенной концепции накопления кремнезема в осадках и породах в настоящее время составляют большинство среди тех исследователей, которые изучают силициты на платформах и в океане [13, 14]. Многие из них связывают источники кремнезема с корами выветривания [3, 7, 10, 22, 23, 35 и др.]¹. Другие допускают существенную роль вулканической поставки кремнезема, извлекаемого из морской воды организмами [1, 8, 12, 15]. Следующая группа исследователей [19, 27] считает, что биогенный кремнезем, перераспределяясь в процессе гипергенеза, образует опоки и кремни.

2. В отношении геосинклинальных силицитов многие исследователи придерживаются вулканогенной гипотезы, высказанной в 1954 г.

¹ Ю. П. Казанский и др. [9] допускают хемогенное осаждение кремнезема, вынесенного из кор выветривания.



Фиг. 1. Схематическая карта Северного Причерноморья
 1 — скважины, в которых встречены кремневые конкреции; 2 — скважины, в которых не встречены кремневые конкреции в меловых отложениях; 3 — современный контур Украинского кристаллического щита; 4 — граница современного распространения верхнемеловых отложений; 5 — локальные тектонические нарушения; 6 — зоны региональных тектонических нарушений

Н. С. Шатским [1, 6, 24, 25]. Однако следует отметить, что в последних работах, выполненных с применением современных методов исследования, в пределах как палеозойских и мезозойских геосинклиналей [4], так и неогеновых геосинклинальных формаций [37] установлена, как и на платформах, биогенно-диагенетическая природа таких силицитов, как яшмы и кремнистые сланцы.

3. Наконец, некоторые исследователи считают эндогенные процессы главными в образовании платформенных силицитов и связанных с ними полезных ископаемых [11, 18, 34, 35].

Естественно, существуют и исследователи, придерживающиеся представлений о полигенной природе кремнезема [5, 20].

Изученная нами территория Северного Причерноморья административно входит в состав Одесской, Николаевской, Херсонской и Запорожской областей, а также Молдавской ССР и акватории Черного моря. Этот регион представляет интерес с точки зрения изучения силицитов прежде всего потому, что породы, содержащие кремни, находятся в непосредственной близости от поверхности кристаллического фундамента с сетью долгоживущих региональных разломных зон субширотного и субмеридионального простирания (фиг. 1). На северо-западе Одесской обл. мело-мергельные отложения сеномана даже непосредственно залегают на кристаллическом фундаменте или корях выветривания его. Таким образом, именно здесь имеются наиболее благоприятные возможности проследить предполагаемое влияние эндогенных источников кремнезема в позднемеловых отложениях Русской платформы.

Разрез позднемеловых отложений в северной части региона представлен сеноманским ярусом, а к югу по мере погружения нарастается тураном, коньяком, сантоном, кампаном и маастрихтом. Наиболее полные разрезы вскрыты морскими буровыми, где мощность верхнего мела достигает более 2000 м.

Литологически позднемеловые отложения представлены разнообразными по карбонатности мергелями, мелями чистыми или глинистыми (на севере) и их аналогами — известняками и мергелями в погруженной части (на юге). Значительно реже встречаются известковые глины.

В основании сеномана залегают маломощные песчано-карбонатные породы, обогащенные глауконитом, в средней части разреза встречаются алевритистые мергели.

Изучение шлифов показало, что породы характеризуются фораминиферово-микрозернистыми, фораминиферово-детритовыми и фораминиферово-детрито-микрозернистыми структурами. В туронских отложениях встречаются сферово-микрозернистые структуры. Основная микрозернистая часть (микрит) представляет собой, как и в других регионах, главным образом фрагменты кокколитофорид, которые фиксируются методами электронной микроскопии даже в известняках погруженной части шельфа Черного моря. В шлифах, особенно нижней части разреза, в небольших количествах наблюдаются как опаловые спиккулы губок и панцыри радиолярий, так и их псевдоморфозы — результат замещения кальцитом. В сеноманском керне из скважины у пос. Фрунзовка были встречены настоящие известковые спонголиты. Опоки и спонголиты отмечались в сеномане и другими исследователями [26].

Кремнистые конкреции довольно широко распространены во всех типах пород верхнего мела, но, пожалуй, более часто встречаются в отложениях краевых мелководных частей разреза (в частности, в сеномане и туроне). Анализ распространения кремней в кернах более 100 скважин (на дневной поверхности поздний мел не обнажается) позволяет сделать заключение, что масштабы окремнения, хотя и не резко, уменьшаются по мере удаления от Украинского кристаллического щита — прибрежной зоны бассейна седиментации.

Анализ распространения кремней в кернах скважин показал, что никакой четкой связи их с зонами региональных тектонических нарушений, активизировавшимися в киммерийскую и альпийскую фазы, не наблюдается (см. фиг. 1).

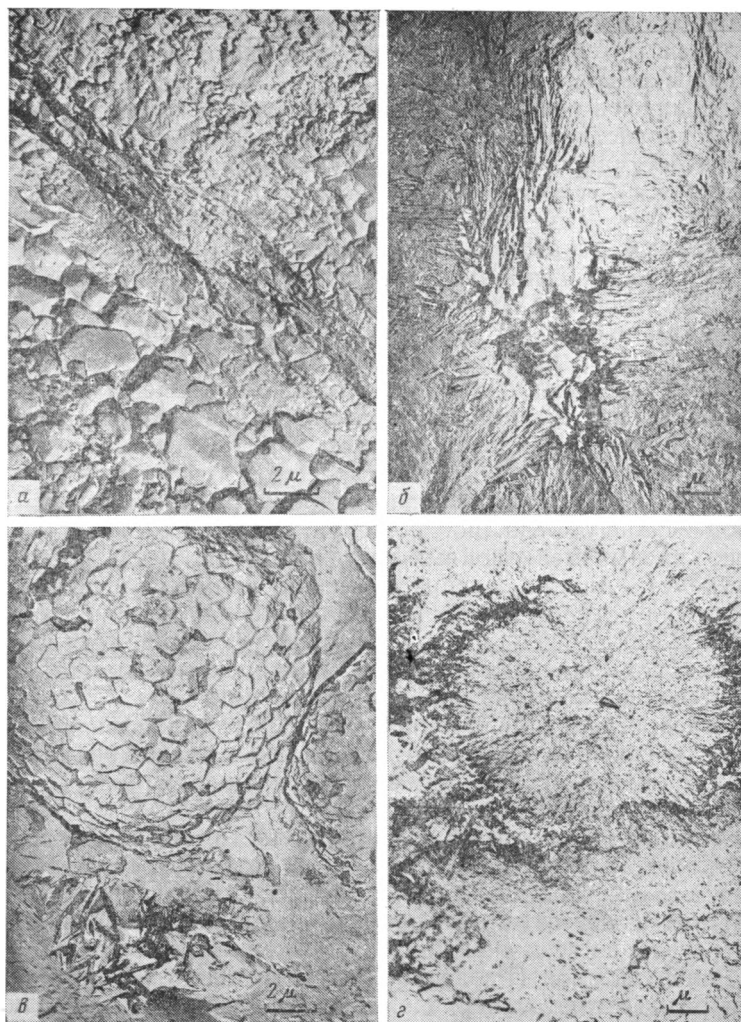
Сгущение находок кремней в средней части Азово-Павлоградской зоны тектонических нарушений в районе г. Большой Токмак — на первый взгляд, явление кажущееся, оно связано с отсутствием скважин к северу, востоку и югу от этого района. Западнее г. Большой Токмак кремни встречены во всех скважинах, заложенных вне этой зоны, а также вне субширотных зон (Раздельная — Мелитополь и Конкской).

Кремни располагаются неравномерно по разрезу и площади, встречаясь в отложениях различного возраста (от сеномана до маастрихта включительно). Значительное количество кремней встречено в кровле верхнемеловых пород на границе с палеогеном. Наиболее часто конкреции встречаются в мелах, реже в мергелях и других породах.

Форма кремневых тел очень разнообразна (хотя о ней и о размерах не всегда можно составить полное представление в кернах): это округлые эллипсоидальные желваки, стяжения неправильной и сложной формы, с различными отростками, пережимами, углублениями, отверстиями и т. д. Поверхность их ровная, гладкая, иногда шероховатая, мелкобугристая. Размеры конкреций изменяются от нескольких миллиметров до 10 см и более. Конкреции с четкими границами характерны для высококарбонатных пород (мел, известняк). В мергелях часто встречаются диффузные пятна окремнения и неравномерно окремненные участки пород.

Кремневые конкреции в мелу чаще всего характеризуются черной или темно-серой окраской и лишь их оболочка толщиной 2—3 мм может быть окрашена в светло-серые до белых тона. Для мергелей характерны более светлые серые кремни и пятна прокремнения.

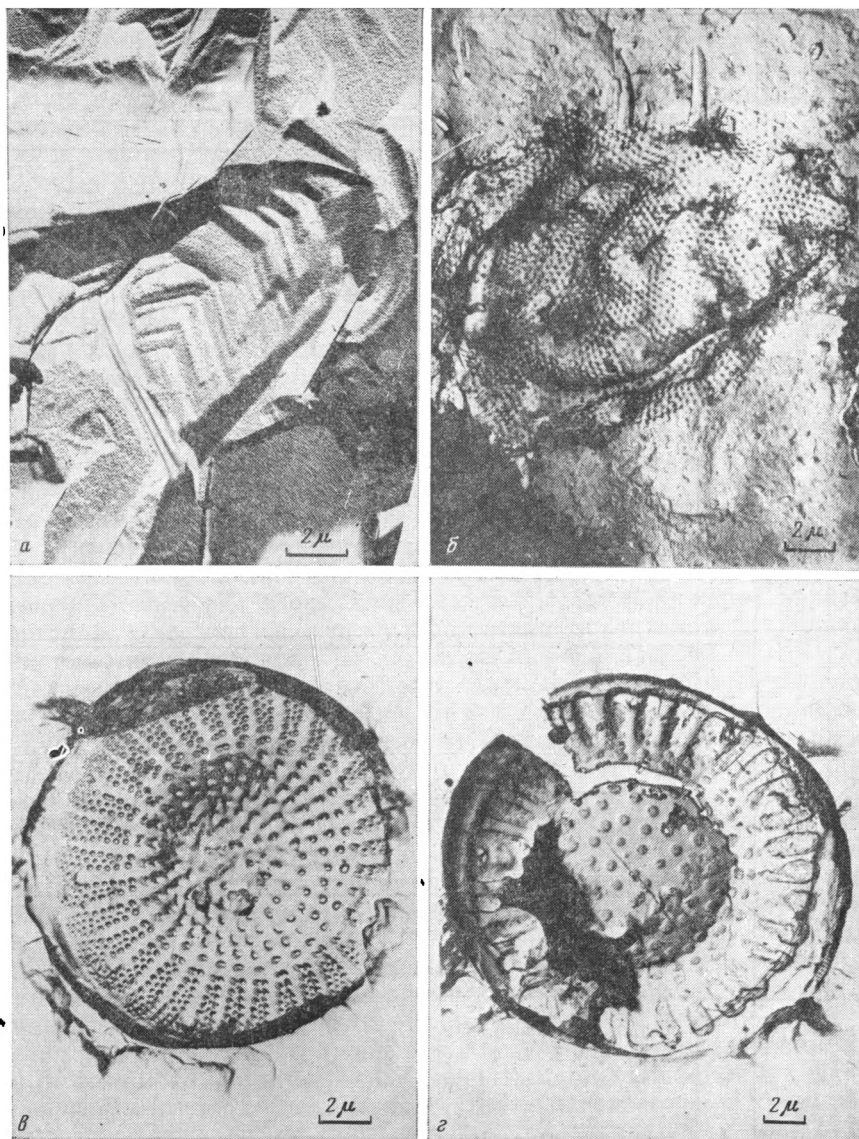
Как показало изучение шлифов, черные кремни характеризуются довольно однородным строением, сложены они микрокристаллическим халцедоном (кварцем), среди которого иногда наблюдаются крупные мозаичные агрегаты кварца и сферолиты, выполняющие полости раковин. Присутствуют псевдоморфозы халцедона по опаловым спиккулам, кальцитовым раковинкам фораминифер и других организмов (фиг. 2, а, б).



Фиг. 2. Электронно-микроскопические реплики со сколов кремневых конкреций Причерноморья
 а — кристаллы микроагрегатного кварца, развивающегося в порах спикул губок в черной конкреции; б — лейсты кристобалита в полости черной конкреции; в — фрамбонд. пирита в серой конкреции; г — каркасная сфера (леписфера) кристобалита в серой конкреции

Неоднократно на изломе кремней методом электронно-микроскопических реплик обнаруживались фрамбонды пирита (см. фиг. 2, в), которые являются диагенетическим образованием и наряду с другими особенностями (форма конкреций, сохранность органических остатков в них) свидетельствуют о более позднем их образовании, чем аутигенные сульфиды, и о несостоятельности представлений о кремнях как о гелевых сгустках, возникших на стадии седиментогенеза.

Основная масса серых кремней из мергелей и периферическая светлая зона черных кремней состоят из сферолитов радиально-лучистого строения (см. фиг. 2, г). В шлифах серые кремни выглядят в основной массе изотропными или почти изотропными, лишь местами наблюдается раскристаллизация с характерным микрозернистым угасанием. В таких участках серых кремней с помощью электронного микроскопа фиксируются агрегаты кварцевых зерен размером в несколько десятков микрон (фиг. 3, а). В серых кремнях обнаружены реликты панцирей диатомовых водорослей различной степени сохранности (см. фиг. 3, б). Только электронный микроскоп позволил обнаружить в мергелях сеномана



Фиг. 3. Электронно-микроскопические реплики со сколов меловых кремней и пород Причерноморья
 а — зональный рост кристаллов кварца на сколе серой кремневой конкреции;
 б — реликты панцыря диатомей на сколе кремневой конкреции; в — панцырь диатомовой водоросли *Strictodiscus* в сеноманском мелу; г — панцырь диатомовой водоросли *Truania* (там же)

опаловые панцыри диатомовых водорослей, никем еще не наблюдававшиеся в шлифах. Сохранность их иногда настолько хороша, что позволяет выполнить определения (см. фиг. 3, в, г). По предварительному заключению Н. И. Стрельниковой обнаруженные диатомей относятся к родам *Truania* и *Strictodiscus*. Следует отметить, что еще в 1972 г. также с помощью электронной микроскопии нами были обнаружены остатки диатомей в сеноманских трепелах среднего Приднестровья [20], однако сохранность их была неудовлетворительной, что вызвало сомнение у некоторых исследователей. Новая находка панцырей диатомовых водорослей подтверждает сделанные ранее определения и представляет большой интерес не только для литологов, но и для микропалеонтологов, поскольку до сих пор находки диатомей сеноманского возраста являлись большой редкостью.

Результаты рентгеноструктурного исследования кремней из верхнемеловых отложений Северного Причерноморья

Кремень черный (турон)				Серая оболочка вокруг черного кремня. Скви. 206, глубина 352,0—353,0 м (турон)		Кремень серый (турон)						Кремень светло-серый (кампан). Скви. 1058, глубина 216,0—222,0 м	
Скви. 206, глубина 346,0—351,0 м		Скви. 206, глубина 352,0—353,0 м				Скви. 203, глубина 345,0—347,0 м		Скви. 206, глубина 378,0—382,0 м		Скви. 2-гк, глубина 258,7—260,5 м			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	4,27	3	4,24	4—5 5	4,248 4,084	4 4	4,254 4,103	5 5	4,25 4,09	2 1—2	4,248 4,104	5 6	4,31 4,14
10	3,346	10	3,332	10 1 1	3,344 3,030 2,493	10 1 1	3,353 3,030 2,500	10 3 2	3,340 3,032 2,493	1 2 1	3,336 3,029 2,499	7 10 3	3,34 3,03 2,47
1	2,455	1	2,455	1	2,450			1	2,456	1	2,455		
2	2,281	1	2,278	1	2,275	1 1	2,2813 2,235	1 1	2,276	1 1	2,279 2,233	3	2,28
1	2,132	1	2,124	1 1	2,125 1,998	1 1 1	2,128 2,095 2,003	1 1 1	2,128 2,090	1 1	2,126 2,090	3	2,10
1	1,981	1	1,979	1	1,945			1	1,985	1 1	1,978 1,961		
								1 1	1,909 1,870	1 1	1,908 1,872	3 3	1,917 1,869
3	1,817	2	1,816	1	1,817	1	1,817	1	1,815	1	1,816	1	1,807
1	1,669	1	1,668	1	1,668	1	1,665			1 1	1,672 1,624	1 1 2	1,664 1,620 1,604
1—2	1,542	1	1,540	1	1,539	1	1,538	1	1,539	1	1,539 1,519	1 1	1,540 1,523
1	1,452											1 1	1,440 1,423
3	1,375					1	1,373					1	1,376

Рентгенографические исследования черных и серых кремней показали различие в их минеральном составе (табл. 1). В черных кремнях зафиксированы только рефлексы кварца (рефлексы 4,24—25; 3,33—3,34 Å и др.). В серых кремнях, а также в светлой корочке черных кремней четко фиксируется рефлекс кристобалита (4,08—4,10 Å), а в одном случае и рефлекс 4,51 Å, который скорее всего связан с тридимитом. Во всех серых кремнях и корке черного рентгенографически фиксируется кальцит (рефлекс 3,03 Å). Эти аналитические данные полностью соответствуют результатам исследований кремней Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса и области КМА, где также выделены две группы кремней: микроагрегатные халцедоновые (кварцевые) и опал-кристобалитовые [28, 29]. Как и в Причерноморье первые характерны для чистых разностей мела, вторые — для мергелей. Учитывая характер поверхностной оболочки халцедоновых кремней, а также участков заполнения пор в них лейстами кристобалита, нельзя согласиться с В. И. Муравьевым, предлагающим термин *кремни* оставить лишь для халцедоновых желваковых образований, а опал-кристобалитовые именовать *кремне-видной опокой*. Принципиальных генетических различий между этими двумя типами конкреционных силицитов нет, и лишь значительное снижение диффузии кремнезема в мергелях приводит к заторможенности процесса перехода метастабильного опала и кристобалита в кварц. Первостепенное значение здесь, по-видимому, имеет понижение пористости в мергелях, а также, вероятно, присутствие значительного количества глинистых минералов, которые играют роль ингибиторов.

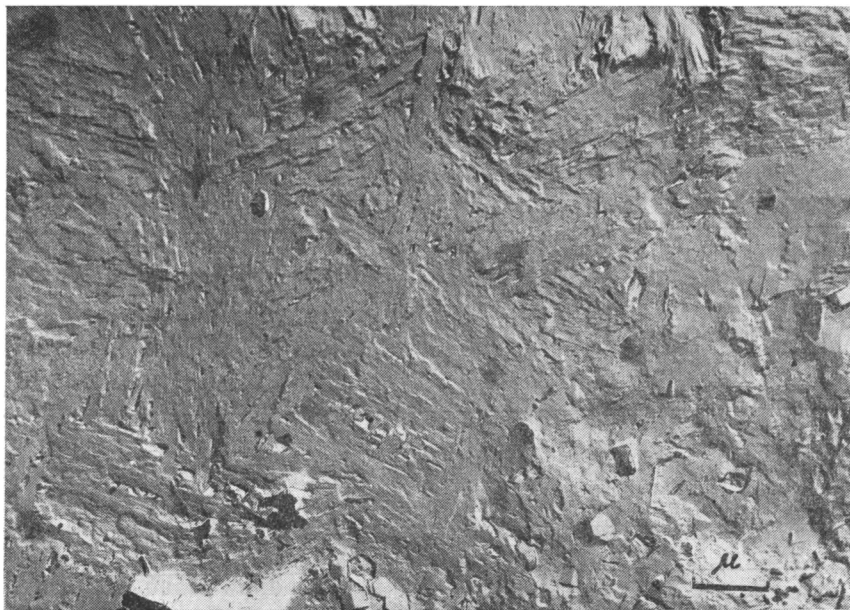
Механизм роста кремневых конкреций также аналогичен прослеженному ранее [31]. Полимеризация опала приводит к образованию каркасных сфер (леписфер) размером от 5 до 15 мкм, состоящих из лейст кристобалита и частично тридимита. По мере поступления кремнезема рыхлый на первом этапе каркас сфер уплотняется и, наконец, сферы сливаются в монолитную массу, в которой лишь с помощью электронного микроскопа можно еще наблюдать реликты лейст кристобалита (фиг. 4). Одновременно начинается превращение кристобалита в более стабильную модификацию — халцедон (микроагрегатный кварц). В черных конкрециях из высококарбонатных, более пористых пород микроагрегатный кварц полностью замещает кристобалит центральных частей. Таким образом, формирование кремневых конкреций не является актом «мгновенного выпадения», как это представляется некоторым исследователям [18], а является процессом длительным, захватывающим в основном поздний этап диагенеза и, вероятно, продолжающимся и в катагенезе. Помимо указанных выше фактов «консервации» в кремнях диагенетических новообразований об этом свидетельствуют также халцедоновые «сучковидные» конкреции — результат замещения ходов илюе-дов, а также плоские кремни, развивающиеся по косым трещинам, которые могут возникнуть лишь в сформировавшейся породе в результате напряжений, связанных с весом вышележащих отложений.

Некоторые авторы для доказательства эндогенной поставки кремнезема по глубинным разломам привлекают геохимические данные, прежде всего по содержанию ртути, а также серебра, цинка и других элементов [15]. Для серии образцов кремней Причерноморья нами были выполнены количественные анализы по обычной методике (табл. 2). Однако ртуть и некоторые другие элементы при такой методике обнаружить не удалось. По нашей просьбе спектральные анализы методом просыпок и испарения были выполнены под руководством С. М. Брагинского в центральной лаборатории Дальневосточного территориального геологического управления (г. Хабаровск), где эта методика (особенно на ртуть) тщательно отработана.

Для сравнения были взяты кремни из меловых пород у пос. Фокино (р-н Брянска), у г. Изюм (северо-западная окраина Донбасса), а также опока (г. Саратов), трепел (б. Полозова, южная окраина Донбасса) и упоминавшийся трепел (с. Голошницы, Приднестровье) (табл. 3).

Номер скважины	Место отбора, глубина (м), возраст	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr
1008	Большой Токмак, 193,0, кампан	0,003	0,0005	—	0,03	0,0005	0,001	—	0,003
1018	» 200,0—221 »	0,003	0,003	—	0,008	0,0005	0,001	—	0,003
1019	» 243—249,9 »	0,0005	0,0005	—	0,003	0,0005	0,001	0,003	0,0005
1032	» 197—201 »	0,003	0,0005	—	0,03	0,0005	0,0005	—	0,003
1052	» 225—233 »	0,003	0,0005	—	0,03	0,0005	0,001	—	0,008
206	Р-н Снигиревки, 324—322, турон	0,03	0,0005	—	0,008	0,0005	0,003	—	0,003
206	» 378—382,7 »	0,03	0,003	0,0005	0,3	0,003	0,003	—	0,003
3-гк	» 252 »	0,0005	0,03	—	0,03	0,003	0,001	—	0,0005
1-гк	Р-н Каховки 366,9—368, турон	0,03	0,008	—	0,03	0,0005	0,001	—	0,0005
2-к	Р-н Белозерки 451,5, турон	0,008	0,008	—	0,3	0,003	0,008	—	0,0005
3-к	» 432,5 »	0,003	0,003	—	0,03	0,0005	0,001	—	0,003
247	» 278,6—340,2 »	0,003	0,0005	—	0,03	0,003	0,003	—	0,003
247	» 278,6—340,2 »	0,003	0,003	—	0,03	0,003	0,003	—	0,003

Содержание ртути в известняках составляет $2-4 \cdot 10^{-6}\%$, а в глинистых породах на порядок больше ($2-4 \cdot 10^{-5}\%$). Эти цифры согласуются у большинства авторов [15, 16]. Предел чувствительности в наших анализах равен $1 \cdot 10^{-5}\%$, т. е. при содержании ртути в образцах карбонатных пород указанных выше порядков она не фиксировалась. Это мы видим во всех перечисленных выше образцах. По существу нет оснований говорить о повышении ртути относительно кларковых содержаний в трепелах из с. Голошниц и в большинстве причерноморских образцов, поскольку кремни здесь находятся в мергелях и можно ожидать средних содержаний ртути между известняками и глинистыми породами. Лишь в двух случаях содержание ртути на порядок превысило средние значения. Такими образцами оказались кремень из р-на пос. Снигиревка ($6 \cdot 10^{-4}\%$) и содержащий его мергель ($1 \cdot 10^{-4}\%$). Скважина, из которой



Фиг. 4. «Слияние» кристобалитовых каркасных сфер в плотный монолит корки черной конкреции. Электронно-микроскопическая реплика с излома

анализа кремней юга Украины

Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Be	Y	P	Sr	Ba
0,8	0,03	0,0005	0,03	0,03	—	—	—	—	0,03	—
0,8	0,03	0,0005	0,008	0,03	—	—	—	—	0,01	—
0,3	0,003	0,0001	0,005	0,008	—	—	—	—	0,008	—
0,08	0,003	0,0001	0,005	0,003	—	—	—	—	0,08	—
0,3	0,008	0,0001	0,03	0,003	—	—	—	—	0,03	—
0,0005	0,0005	0,0001	0,005	0,0005	0,0005	—	—	—	0,3	—
0,003	0,003	0,0001	0,005	0,0005	0,0005	—	0,0005	0,3	0,03	—
0,3	0,003	0,0001	0,08	0,003	—	0,0005	—	—	0,03	—
0,08	0,008	0,0001	0,03	0,0005	—	—	—	—	0,03	—
0,03	0,008	0,0001	0,005	0,003	0,003	0,0005	—	—	0,01	—
0,3	0,008	0,0001	0,005	0,008	—	—	—	—	0,008	—
0,8	0,008	0,0005	0,003	0,0005	—	—	—	—	0,008	—
5,0	0,3	0,003	0,08	0,008	—	—	—	—	0,008	—

были подняты анализировавшиеся образцы, находится вне указанных на фиг. 1 разломных зон. Образцы же 853—856, отобранные в Азово-Павлоградской зоне тектонических нарушений (Большой Токмак), никаких аномалий в содержании ртути не показали.

В большинстве проанализированных образцов не обнаружено никакого повышения концентрации серебра. Лишь в районе Большого Токмака и одного образца из Снигиревки наблюдается некоторое повышение содержания серебра. Если принять за средние содержания этого металла для известняков $1 \cdot 10^{-6}\%$ и для глин $7 \cdot 10^{-6}\%$ [15], то следует вывод о повышении концентрации на два порядка. Однако для глин в литературе приводится и другая величина ($9 \cdot 10^{-5}\%$) [17]. Если ориентироваться на нее, то никакого существенного возрастания серебра не фиксируется. При этом следует отметить, что серебро в таких же количествах зафиксировано и во вмещающей породе (табл. 3, обр. 854), так что нет оснований говорить и о преимущественной концентрации его в кремнях.

Аналогичная картина наблюдается и для других халькофильных элементов: меди, цинка, свинца, олова и сурьмы (см. табл. 2 и 3). Повышение концентрации всех этих элементов наблюдается лишь в районе Большого Токмака и в упоминавшемся образце из Снигиревки. В двух образцах кремней содержание меди достигает 1%, т. е. концентрация повышается по сравнению с кларком в 1000 раз, но таков же порядок содержания меди и во вмещающем мергеле, карбонаты и глинистые минералы которого никак не могут быть связаны с эндогенными процессами. В 100 раз повышается концентрация сурьмы, цинка, свинца. Нельзя однозначно оценить поведение олова, так как кларковые содержания его у разных авторов и для разных пород очень различаются. В работе [15] для известняков приводится кларк $1 \cdot 10^{-3}\%$, для глин — $6 \cdot 10^{-4}\%$, по другим источникам [16] для глин кларк олова $5 \cdot 10^{-3}\%$, а для бокситов даже $1 \cdot 10^{-2}\%$.

Таким образом, можно заключить, что несмотря на то, что некоторые халькофильные элементы и обнаруживают повышение концентраций на два, а иногда и три порядка, эти аномалии нельзя однозначно трактовать как признак эндогенного поступления их вместе с кремнеземом, поскольку подобные концентрации наблюдаются в некоторых случаях и во вмещающей породе, не удается проследить связь их с разломными зонами и, кроме того, нет корреляции с содержанием ртути, которую С. В. Максимова [15] считает главным индикатором эндогенного поступления кремнезема. Если же учесть, что в кремнях и пласто-

Номер пробы	Место отбора, порода, возраст	Fe	Mn	Ti	B	P	V	Ni	Co
1	Фокино, кремьнь, турон — коньяк	Есть	0,001	0,002	—	Не обн.	—	—	—
2	» мел »	»	0,02	0,04	—	—	0,0006	0,0006	—
3	» кремьнь »	»	0,01	0,03	—	—	0,001	0,0006	—
4	» мел »	»	0,02	0,02	—	—	0,001	—	—
5	Изюм, кремьнь, турон	»	0,001	0,002	—	—	—	—	—
6	» мел »	»	0,01	0,003	—	—	—	—	—
7	Саратов, опока, маастрихт	1—3	0,003	0,1	—	—	0,004	0,001	—
8	б. Полозова, трепел, маастрихт	3—6	0,003	0,2	—	—	0,008	0,001	0,002
9	Голошницы, трепел, сеноман	1—3	0,002	0,06	—	—	0,003	0,0006	—
853	Большой Токмак, кремьнь, кампан	Есть	0,006	0,02	—	—	0,001	0,001	—
854	» мергель »	»	0,006	0,01	—	—	0,001	0,002	—
855	» кремьнь »	»	0,004	0,01	—	—	0,0006	—	—
856	» мергель »	»	0,006	0,02	—	—	—	—	—
858	Снигиревка, кремьнь, турон	1	0,001	0,01	—	—	0,004	0,02	0,0006
859	» мергель »	6—10	0,006	0,1	—	—	0,008	0,002	0,0006
860	» кремьнь »	Есть	0,003	0,01	—	—	0,0006	0,0004	—
861	» мел »	»	0,006	0,01	—	—	—	0,0004	—
	Предел чувствительности	0,001	0,001	0,001	0,1	0,3	0,0006	0,0006	0,0006

* н. м. — недостаточно материала.

вых силицитах из других районов вообще не зафиксировано повышение содержания халькофильных элементов, то неизбежен вывод о том, что биогенные силициты не могут быть показателями активизации глубинных разломов, во всяком случае геохимические данные на сегодняшний день это однозначно не подтверждают.

В 70-х годах многие авторы в качестве одного из важных критериев, который якобы свидетельствует об эндогенном происхождении силицитов, оперировали смектит-цеолит-кristобалитовой парагенетической ассоциацией, которая действительно наблюдается в некоторых пластовых силицитах [11, 18, 34, 35]. Одному из авторов уже в те годы неоднократно приходилось выступать с критикой таких представлений [30—33], поэтому мы не будем здесь останавливаться на этом вопросе, отметив лишь, что в последнее время и среди зарубежных исследователей высказывается мнение, что эта ассоциация не может служить признаком вулканической активности [36]. Остается лишь добавить, что для кремневых конкреций цеолиты вообще не характерны.

В. И. Муравьев в качестве одного из главных доказательств своих гипотетических представлений о связи большинства аутигенных минералов позднемеловых отложений (глауконит, монтмориллонит, цеолиты, опал-кristобалит) с эндогенными источниками пользуется результатами предпринятого им циклического анализа. Мы не будем здесь дискутировать подход к выделению циклов и их элементов в сравнительно монотонных мергельно-меловых толщах. В построениях различных авторов здесь еще много субъективных элементов [18, 26]. В. И. Муравьев считает, что кремни или кремниевые опоки в ассоциации с трепелами относятся к третьему элементу цикла. Первый элемент, по его мнению, породы, образованные по вулканическим продуктам, куда наряду с бентонитами и туфами он относит и глауконитовые пески. Второй элемент сложен биогенными продуктами (мел, мергели, диатомиты), а завершающий, четвертый элемент цикла — кварцевые пески [18].

вмещающих пород различных районов, %

Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Ag	As	Sb	W	Hg
0,001	0,002	0,002	0,00006	—	—	Не обн.	—	Не обн.	—
0,0006	—	0,0006	0,00006	—	—	—	—	—	—
0,001	0,003	0,001	—	—	—	—	—	—	—
0,0006	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,001	—	0,0006	—	—	—	—	—	—	—
0,0006	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,002	0,002	—	0,00006	—	—	—	—	—	—
0,003	0,008	0,0006	0,0001	—	—	—	—	—	—
0,0006	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00001
1	0,3	0,04	0,03	0,00006	0,0003	—	0,01	—	0,00002
0,6	0,1	0,04	0,03	0,00006	0,0002	—	0,01	—	0,00003
1	0,1	0,01	0,01	—	0,0001	—	0,01	—	н. м*
0,002	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00003
0,4	0,2	0,01	0,01	0,00006	0,0002	—	—	—	0,0006
0,002	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,0001
0,002	0,008	—	—	—	0,000006	—	—	—	н. м
0,001	—	—	0,00006	—	—	—	—	—	—
0,0006	0,0003	0,0006	0,00006	0,00006	0,000006	0,006	0,001	0,0006	0,00001

Выше было сказано, что кремни в Причерноморье встречаются повсему меловому разрезу с некоторым повышением их содержания в сеномане, туроне и сантоне. Таким образом, говорить о какой-то приуроченности кремней к определенным частям циклов здесь оснований нет. Не обнаружены нами и явные следы вулканических продуктов, хотя в литературе сведения о них в сеномане имеются. Мы не можем согласиться с В. И. Муравьевым и в трактовке глауконитовых песков как образований, связанных с вулканическим материалом, особенно после того как один из авторов наблюдал современное глауконитообразование на континентальном склоне Гвиней в осадках, совершенно лишенных пирокластики или каких бы то ни было вулканогенных продуктов.

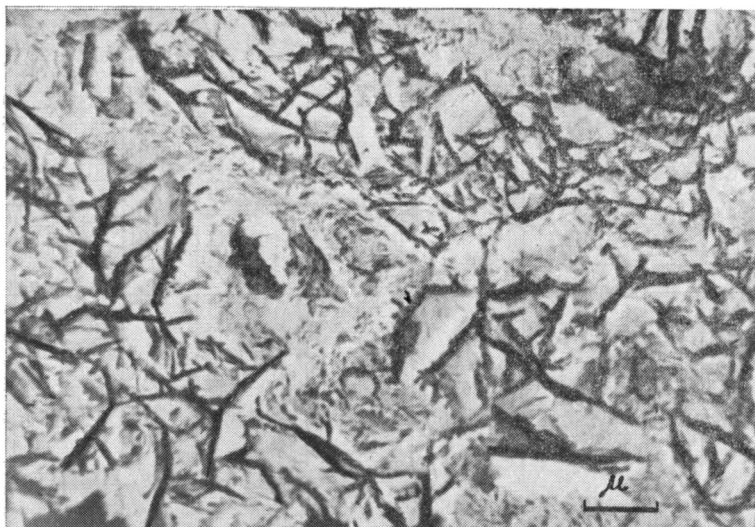
В нашем распоряжении был материал по ряду разрезов области КМА и окраин Донбасса, где несомненные признаки продуктов разложения пирокластики имелись. Это так называемые бентонитовые прослои в мело-мергельной толще нижнего турона, мощностью в несколько сантиметров [29, 30]. Ни в самих «бентонитовых» прослоях, ни непосредственно под ними или над ними кремневые конкреции или признаки окремнения не наблюдались. Более того, практически вся толща мело-мергельных пород (>100 м), вскрытая громадными Стойлинским и Лебединским карьерами, и в этих районах «стерильна» от кремней или пластовых силицитов.

На окраинах Донбасса, наоборот, кремни — характерный элемент туронской части мелового разреза. Одно из известных обнажений из-за обилия кремней даже получило название — гора Кременец (у г. Изюм). И здесь наблюдаются пеплогенные прослойки, синхронные указанным на территории КМА, но и здесь кремни не располагаются ни в них, ни в непосредственной близости. Горизонт, обогащенный кремнями, начинается примерно в 6 м выше бентонитового прослоя и содержит ожелезненные отпечатки губок. В районе с. Закотное установлено два пеплогенных глинистых прослоя в несколько сантиметров мощностью каж-

дый. Горизонт плитчатых кремней располагается на 5—7 м ниже верхнего бентонитового прослоя, непосредственно под слоем с обильными ожелезненными отпечатками губок.

Электронно-микроскопическое изучение образцов с отпечатками губок показало присутствие остатков кремнезема в виде лейст кристобалита (фиг. 5).

Таким образом, распределение кремней в разрезах, содержащих явные признаки вулканогенных продуктов, не подчиняется циклической схеме В. И. Муравьева и явно указывает на отсутствие связи между этими продуктами и конкреционными силицитами.



Фиг. 5. Каркас из лейст кристобалита в маастрихтском кремнистом мергеле с отпечатками губок *Ventriculites* (Большой Суходол, Северный Донбасс). Электронно-микроскопическая реплика со скола породы

1. Анализ площадного распространения кремневых конкреций в Северном Причерноморье не показал их связи с системой зон тектонических нарушений, активизировавшихся в течение мезозоя и кайнозоя.

2. Замещение опал-кристобалита микроагрегатным кварцем (халцедоном) к периферии конкреций от их центральных частей, а также заключенные в них диагенетические минеральные образования свидетельствуют о длительности процесса конкрецееобразования, захватывающего полностью стадию диагенеза и продолжающегося замедленными темпами даже в катагенезе (эпигенезе).

3. Данные по содержанию ртути и серебра в конкрециях не подтверждают их связи с эндогенным источником кремнезема. Некоторые аномалии в концентрации других халькофильных элементов нельзя интерпретировать однозначно, поскольку они относятся и к конкрециям, и к вмещающим породам, и носят локальный характер.

4. Не наблюдается корреляционной связи распространения кремней как с определенными элементами цикличности меловых отложений, так и с вулканогенными продуктами в них.

5. Получены новые данные, подтверждающие процесс перераспределения кремнезема губок и связь кремневых конкреций с губковыми горизонтами.

6. В сеноманских отложениях Причерноморья помимо губок и радиоларий обнаружен новый источник кремнезема — панцири диатомей различной степени сохранности.

7. Основными концентраторами кремнезема в осадках являются организмы, абиогенные процессы приводят лишь к его перераспределению, в частности к формированию конкреционных образований и гипергенному окремнению кровли меловых пород.

Литература

1. Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 394—402.
2. Вильямс Х., Тернер Ф., Гильберт Ч. Петрография. Т. 2. М.: Мир, 1985. 320 с.
3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 156. 306 с.
4. Волохин Ю. Г. Литология и геохимия геосинклинальных кремневых пород Сихотэ-Алинской складчатой области: Автореф. канд. дис. М.: МГУ, 1983. 18 с.
5. Геворкьян В. Х. Литология и минералого-геохимические особенности нижнемеловых отложений юга Украины. Киев: Наук. думка. 1981. 270 с.
6. Дзоцендзге Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
7. Дистанов У. Г. Кремненакопление в мезозойско-кайнозойских бассейнах платформенных областей.— В кн.: Кремнистые породы СССР. Казань: Татарск. кн. изд-во, 1976, с. 255—263.
8. Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 301—318.
9. Казанский Ю. П., Казаринов В. П., Резанова Н. М. Развитие идей А. Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород.— Геохимия и геофизика, 1965, № 9, с. 84—92.
10. Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 319—325.
11. Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431—433.
12. Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремневым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими процессами. Труды V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. о-ва. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 47—56.
13. Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремненакопления.— В кн.: Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1980, с. 231—252.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
15. Максимова С. В. Биогенные силициты — показатели активизации глубинных разломов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53(6), с. 152—161.
16. Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы). М.: Наука, 1965. 390 с.
17. Металлы в осадочных толщах (благородные металлы и др.). М.: Наука, 1966. 325 с.
18. Муравьева В. И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с.
19. Семенов В. П., Аскоценский Б. В., Селезнев В. Н., Семенов П. В. Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1980. 83 с.
20. Сеньковский Ю. Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 128 с.
21. Сеньковский Ю. М., Шуменко С. И. Електронно-мікроскопічне дослідження верхньокрейдових трепелів Ямпільського Придністров'я.— Доп. АН УРСР, 1972, № 3Б, с. 218—221.
22. Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 574 с.
23. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962.
24. Хворова И. В. Эвгеосинклинальное осадконакопление и его отличие от океанического.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадки, петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 92—96.
25. Челидзе Д. Г. О связи кремненакопления с основным вулканизмом.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 1, с. 184—186.
26. Чекунов А. В., Веселов А. А., Гильман А. И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наук. думка, 1976. 163 с.
27. Шамрай И. А. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования.— Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 19—27.
28. Шуменко С. И. К минералогии и геохимии сульфидных и кремневых конкреций из меловых отложений бассейна р. Сев. Донца.— В кн.: Материалы по литологии и палеонтологии Левобережной Украины. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1964, с. 71—79.
29. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164 с.
30. Шуменко С. И. Об особенностях аллотигенных и диагенетических (пепловых) монтмориллонитов.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 113—115.
31. Шуменко С. И. О механизме окремнения карбонатных пород и генезисе некоторых силицитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 915—917.

32. Шуменко С. И. Нанопетрография трепелов и опок в связи с вопросом об их генезисе.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 427—430.
33. Шуменко С. И. Сравнительное электронно-микроскопическое изучение типоморфизма цеолитов и сопутствующих минералов осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений.— В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. Материалы XI съезда ММА. М.: Наука, 1980, с. 177—181.
34. Aubry M. P., Pomerol B. Les néoformations manganifères dans la craie du Bassin de Paris. Discussion sur l'origine du Manganèse.— C. r. Acad. sci., 1976, D. 283, N 11, p. 1261—1264.
35. Gibson T. G., Towe K. M. Eocene volcanism and origin of horison A.— Science, 1971, v. 127, № 3979, p. 152—154.
36. Louail J. Origine et signification des zeolites dans dépôts cénomaniens de la bordure sud-est du Massif Armorican.— Clay Mineral. Bull., 1979, v. 14, № 1, p. 67—85.
37. Mitsui K., Taguchi K. Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoku district, Hokkaido, Japan.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 1, p. 158—167.

Харьковский государственный
университет

Поступила в редакцию
1.III.1985

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.53(571.5)

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ РИННЕИТА ИЗ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАНСКО-ТАСЕЕВСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ЯРЖЕМСКИЙ Я. Я.

Риннеит $\text{FeCl}_2 \cdot 3\text{KCl} \cdot \text{NaCl}$ известен в калиеносных отложениях в качестве сравнительно редкого (второстепенного) минерала.

Судя по литературным данным, риннеит в пределах СССР был впервые обнаружен в 1966 г. в юрской соляной толще Гаурдакского месторождения калийных солей в ассоциациях с галитом, сильвинитом — в одних случаях, с ангидритом, галитом, карналлитом — в других [1]. Ранее риннеит был установлен в соляных залежах Англии в совместном нахождении с ангидритом, галитом, сильвинитом, а также среди вулканических возгонов на Везувии в составе соляных корочек.

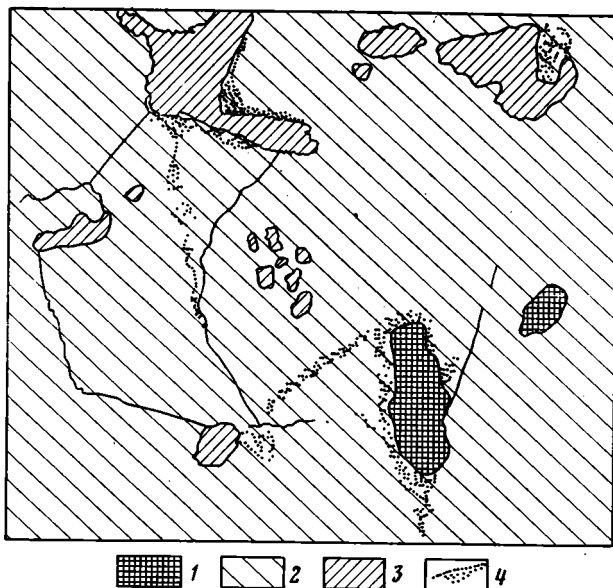
Л. И. Филатова, Р. М. Габрильянц [1] отметили, что риннеит является оптически одноосным положительным минералом: $N_g = 1,589 \pm 0,001$; $N_p = 1,588 \pm 0,001$. Химический состав гаурдакского риннеита соответствует теоретическому, небольшой избыток Cl, K и Mg объясняется авторами небольшой примесью карналлита, обнаруженного в риннеите под микроскопом в ничтожном количестве. В приведенной в работе [1] таблице отражено полное сходство составов гаурдакского риннеита и риннеита зарубежных месторождений.

Авторы [1] отмечают, что «генезис гаурдакского риннеита пока не ясен. Следов замещения галита и сильвина риннеитом не установлено. Следовательно, можно предположить, что риннеит в данном случае является первичным минералом... Ф. Стюарт, изучая риннеит из калийного месторождения Эксдейл, предполагает, что риннеит является первичным минералом, впоследствии заместившимся галитом и сильвинитом. Однако достаточно убедительных данных в пользу такого предположения он не приводит. С другой стороны, он не исключает возможности и вторичного образования риннеита».

Годом позднее А. С. Колосов и А. М. Пустыльников [2] описали риннеит из девонских соляных отложений Тувы. В дополнение к упомянутым материалам они привели интересные новые парагенезисы риннеита и эритросидерита ($2\text{KCl} \cdot \text{FeCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) из соляной пачки калиеносного месторождения Туз-Таг. Основной породой здесь является крупнозернистая белая каменная соль с прослоями, линзами сильвинитов, которые выделяются красной, бурой, желтой окрасками, связанными с окислами железа и чешуйчатым эритросидеритом. Сильвин (и реже карналлит) рассеян в породе и отмечается только в окрашенных участках. Из карбонатов в виде отдельных зерен и кристаллов иногда имеются их групповые скопления в виде доломита, магнезита, реже кальцита. «Подобно сильвину и карналлиту риннеит в породе рассеян в виде отдельных зерен и небольших скоплений. Это прозрачный, мало устойчивый на воздухе минерал. Кристаллы риннеита представляют собой неправильные зерна, реже призмы, еще реже ромбоэдри. Размеры кристаллов 0,01—0,1 мм. ...На воздухе в условиях нормальной влажности зерна риннеита легко переходят в агрегаты сильвина, галита и непрозрачных гидроокислов железа... Возможен переход риннеита в эритросидерит, но, как показали наблюдения Ф. Стюарта, такой процесс возможен лишь в условиях низкой влажности (у Ф. Стюарта — в эксикаторе)». И далее: «Трудно предполагать, что риннеит выпадал непосредственно из растворов, так как для этого нужны очень высокие (не менее 25%) концентрации FeCl_2 . Эритросидерит, как считает Брайтш, является продуктом изменения риннеита. Поэтому находка этих минералов в соляных месторождениях Туз-Тага и Торгалыка интересна с точки зрения геохимии железа в процессах, происходящих в рапе, диагенетических преобразованиях калийных пород. Источником железа для галоидов могли явиться прослои и обломки туфов, включенные в соли [2]».

В материалах ВНИИГалургии, относящихся к характеристике риннеита, приводится образец каменной соли, содержащей сильвин, из разреза скв. 89, с глубины 277,70 м. Каменная соль представляет собою зернистую породу, сложенную неотчетливо выраженными слоями мощностью от 1 до 2 см, слегка просвечивающимися в пределах ядерного образца (диаметр 70 мм). Слабо выраженная слоистая текстура каменной соли связана с неравномерным распределением в ней сравнительно небольшого количества кирпичнокрасного галопелитового вещества, которое придает породе характерную неровно-пятнистую окраску и элементы слоистого сложения. В одном из участков неотчетливый галопелитовый прослой образует раздув видимой мощностью до 10 мм, в пределах которого был обнаружен риннеит.

В шлифах видно, что каменная соль содержит некоторое количество сильвина, который встречается в зернах и между зернами галита в виде единичных или групповых образований размерами от сотых и даже тысячных долей до 0,5 мм в сечении. Форма



Риннитовые участки в каменной соли, содержащей сильвин (зарисовка, ув. 72, без анализатора)
1 — риннит; 2 — галит; 3 — сильвин; 4 — пелиморфно-микрозернистый сильвин с галопелитовым веществом

микроточечных и близких к ним (от едва видимых под микроскопом до 0,1 мм) микроворстков сильвина в галите — круглая, каплевидная. Более крупные зерна сильвина имеют самую разнообразную форму, равным образом как и пространственное распределение их среди породообразующей массы галита каменной соли.

На прилагаемой зарисовке (фигура) одного из участков большого соляного шлифа показано распределение галита, сильвина в виде отчетливо выраженных мелких и крупных зерен, пелиморфно-микрозернистого сильвина с галопелитовым веществом и два зерна риннита.

Как видно, главным породообразующим минералом является галит с весьма неотчетливыми контурами своих крупных зерен. Сильвин располагается в галите без какой-либо видимой закономерности. Микроскопления сильвина совместно с галопелитовым веществом являются, очевидно, седиментационными образованиями, послужившими впоследствии собирательной кристаллизации и образованию более крупных зерен сильвина и продуктов разложения галопелитового вещества. Около наиболее крупных зерен сильвина (и риннита) сохранились в наибольшем количестве пелиморфные образования сильвина (еще не затронутого собирательной кристаллизацией) и галопелитового вещества.

Частичное разложение алюмосиликатных компонентов последнего отчетливо сказалось, в частности, в появлении различных модификаций кремнезема. Прежде всего вокруг микроточечных (около 0,001 мм) галопелитовых комочков возникают мелкие (в сечении до сотых долей миллиметра) розетковидные новообразования волоконистого тончайшего радиально-лучистого халцедона. Они напоминают эфемерные радиально-лучистые полигалитовые новообразования, известные под названием «структур мерцания» в некоторых галогенных породах (в частности, полигалитовых).

Дальнейшая перекристаллизация халцедона в розетковидных новообразованиях приводила к появлению мелкокристаллического кварца. При этом часто появляются мелкие (менее сотых долей миллиметра) полудиоморфные кристаллики кварца, одним концом растущие из розетковидного сростания в окружающий галит, а другим — теряющиеся в самой розетковидной (теперь уже кварцевой) структуре.

Встречаются в галите также отдельные новообразования прекрасно выраженного широкопризматического идиоморфного кварца с двумя головками, достигающими 0,05 мм по [0001].

Приведенные примеры частичного разложения алюмосиликатных компонентов терригенного вещества, приводящие к различным модификациям кремнезема в соляной нижнекембрийской толще — от розеток «мерцающего» (при скрещенных николях) волоконистого халцедона вплоть до идиоморфного кварца, указывают на то, что эти процессы происходили на протяжении длительного послеседиментационного геологического времени и могут происходить до настоящего времени.

Итак, сильвина в породе сравнительно мало, т. е. он имеется в породе в виде примеси, порядка 10% от состава породы (галопелитового вещества около 5%, риннит в виде единичных зерен), остальное составляют галит и редкие группы мелких (около 0,01 мм) идиоморфных кристалликов ангидрита. Нет никаких намеков на прежнее присутствие в каменной соли карналлита. Нельзя привести генетические данные о связи

ранее находившегося карналлита с сформированным за его счет риннеитом. Вероятно, наличие одного лишь сильвина в качестве примеси в каменной соли может обеспечить возможность образования риннеита. Однако прямые указания для решения вопроса о возможности седиментационного образования риннеита в сильвинсодержащей каменной соли отсутствуют.

В продуктах разложения терригенного галопелитового вещества, находящегося в каменной соли, содержащей примесь сильвина, могут быть не только различные модификации кремнезема, охарактеризованные нами выше. А. С. Колосов и А. М. Пустыльников в результате изучения зоны распространения риннеита в Канско-Тасеевской впадине (особенно тронцкой пачки) отметили широкое развитие процессов аутигенного минералообразования, связанного с разрушением терригенного материала (кварц, микроклин, хлориты и гидрослюда, тальк, анкерит) [4].

Несколько ранее А. С. Колосов, А. М. Пустыльников, Т. М. Жаркова по поводу возможного образования риннеита писали: «Источником железа и марганца для образования сложных хлоридов были процессы выноса железа и марганца из терригенного материала при комплексообразовании в концентрированных хлоридных рассолах, богатых калием. Более вероятным представляется его (риннеита) образование за счет разложения (с преимущественным выносом FeCl_2) первичного карналлита, содержавшего изоморфное железо» [3, с. 1475].

В последние годы выяснилось, что в составе галогенных пород Верхней Камы широко распространено явление послеседиментационного формирования, например, халцедона, кварца, хлоритов, альбита, анальцима и других минералов в результате частичного разложения терригенного алюмосиликатного вещества и хемогенных компонентов галогенеза [5]. Ясно, что в продуктах этого разложения железо присутствует не только в окисной, но и в закисной форме, что может приводить в соответствующей обстановке к формированию послеседиментационного риннеита.

В Канско-Тасеевской впадине риннеит образовывался в ходе постседиментационных преобразований на фоне частичного разложения алюмосиликатного терригенного вещества и взаимодействия продуктов этого разложения с хемогенно-галогенными калий-содержащими компонентами — как с сильвином, так и, возможно, с карналлитом [1, 2]. Наш вывод полностью согласуется с выводами А. С. Колосова и А. М. Пустыльникова [2].

Намечается широкий диапазон распространенности риннеита как в калиеносных, чисто хлоридных (бессульфатных) отложениях, так и в сульфатных.

Приведенные в статье материалы показывают, что риннеит образовывался в различных по возрасту калийсодержащих соляных отложениях (юрских [1], девонских [2], нижнекембрийских), т. е. фактор времени не являлся решающим при его формировании.

Литература

1. Филатова Л. И., Габрильянц Р. М. Риннеит из соляной толщи верхней юры западных отрогов Гиссары. — Докл. АН УзССР, 1966, № 7, с. 47—49.
2. Колосов А. С., Пустыльников А. М. Находка сложных галондов железа в девонских соляных отложениях Тувы. — Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 4, с. 946—948.
3. Колосов А. С., Пустыльников А. М., Жаркова Т. М. Сложные хлориды железа и марганца в кембрийских соляных отложениях Канско-Тасеевской впадины. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 6, с. 1472—1475.
4. Колосов А. С., Пустыльников А. М. Распределение брома между сильвином и галитом в кембрийских солях Канско-Тасеевской впадины. Проблемы соленакопления. Т. II. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 944—947.
5. Яржемский Я. Я., Третьяков Ю. А. Краткая петрографо-минералогическая характеристика пород Дуринского участка Верхнекамского месторождения. — Тр. ВНИИГ/Под ред. В. И. Раевского. Л., 1979, с. 91—107.

Всесоюзный научно-исследовательский
и проектный институт галургин,
Ленинград

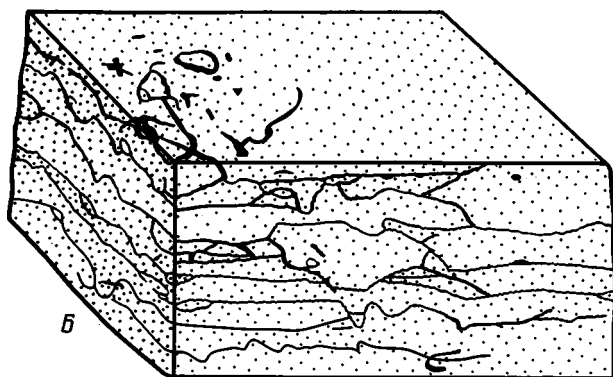
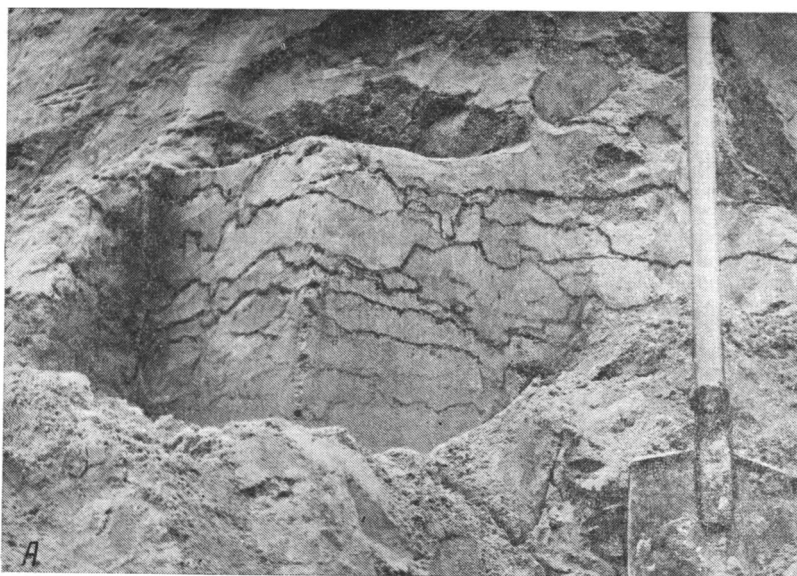
Поступила в редакцию
7.VIII.1984

УДК 552.51 : 552.14

ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ТЕКСТУРАХ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕСКАХ

ХОЛМОВОЙ Г. В.

Горизонтальная и волнисто-горизонтальная слоистость является одним из основных признаков перигляциального аллювия, слагающего верхние части разрезов надпойменных террас. Этот признак впервые выделен Г. И. Горещким [4] на примере рек Русской равнины. Такая же слоистость широко представлена в аллювии всех надпойменных террас Верхнего и Среднего Дона, его крупных и мелких притоков, а также в террасовом аллювии Северского Донца, Оскола и левобережных притоков Днепра в пределах Среднерусской возвышенности.

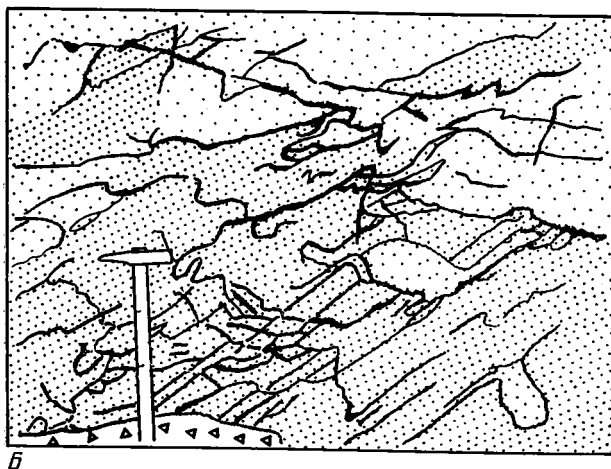
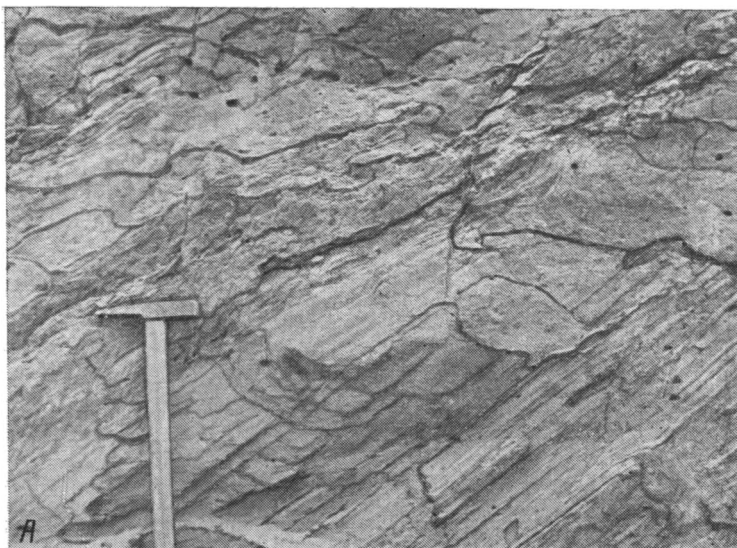


Фиг. 1. Вторичная слоистость в перигляциальном аллювии II надпойменной террасы р. Оскол у с. Старая Масловка Белгородской области (А — фотография, Б — зарисовка, масштаб 1 : 10)

Обусловлена такая слоистость чередованием слоев преобладающего по мощности кварцевого песка, светлого, мелко-среднезернистого, слабглинистого, и супеси, буроватой, тонко-мелкозернистой с различной степенью глинистости. Такие пары слоев образуют в сочетании довольно правильные седиментационные ритмы, к низу укрупняющиеся в мощности и становящиеся менее четкими. Сортировка кварцевых зерен в слоях в нижней и средней частях разрезов обычно прямая, в верхней — преимущественно однородная или реже — обратная, что свойственно аллювию с высокой степенью выработанности перигляциального режима (днепровский аллювий IV террасы).

В разрезах террасового аллювия рек лесостепной зоны довольно часто наблюдается вторичное изменение горизонтальной слоистости, выражающееся в подчеркивании, смещении и новообразовании слоев супеси (фиг. 1). Такие явления приурочены обычно к самой верхней части разрезов аллювия, охватывают интервал мощности около 1,5—2,5 м и наблюдаются там, где пески ничем не перекрыты с поверхности, кроме мало-мощной и водопроницаемой песчаной почвы. Поэтому чаще всего вторичные текстуры наблюдаются в аллювии II надпойменной (боровой) террасы.

Смещение слоев супеси от первоначального горизонтального положения является наиболее определенным указанием на их вторичное положение в толще песка. Такое смещение от горизонтального уровня к низу наблюдается в виде вогнутых понижений глубиной в первые сантиметры, пологих и карманообразных в разрезе, желобообразной формы в пространстве, часто располагающихся одно над другим. Смещенные слои супеси по простиранию переходят в ненарушенные и при этом менее глинистые слои. Кроме понижений и изгибов очень характерно ветвление и соединение ближайших слоев супеси.



Фиг. 2. Наложение субгоризонтальной вторичной слоистости на опрокинутые флювиогляциальные пески в карьере у с. Архангельское Воронежской области (А — фотография, Б — зарисовка, масштаб 1 : 10)

Новообразованная слоистость наиболее очевидна в тех немногих случаях, когда она пересекает первичную слоистость, получившую наклонное залегание. Такое явление можно наблюдать в песчаном карьере у с. Архангельское Воронежской области, где флювиогляциальные пески Суренской гряды смяты в складки, а наложенная эпигенетическая слоистость испытывает только пологий уклон в сторону современной длины р. Токай (фиг. 2). Вторичная слоистость в виде новообразованных субгоризонтальных слойков супеси имеет здесь такую же форму, как и в террасовых песках. Характерны при этом несколько большая мощность и прерывистость слойков, большее содержание в супеси железа, а также облекание ею суглинистых валунов. Можно видеть также, что вторичная слоистость частично следует по первичной и заметно ее подчеркивает. Вполне вероятно, что и в других случаях наблюдаемая горизонтальная и несмещенная слоистость в кровле террасового аллювия также дополнительно подчеркнута вторичным перераспределением тонкодисперсной составляющей песков.

В вещественном составе супеси новообразованных слойков содержание алевритовой и глинистой фракций мало отличается от таких же содержаний в седиментационной супеси и достигает 20%. Характерным для нее является явно смешанный гранулометрический состав, в котором повышенное содержание пылеватых частиц сочетается не со снижением размерности песчаной фракции, а с обычными фоновыми содержаниями мелко- и среднезернистой фракции песков. Так, например, гранулометрический анализ слойков песка и вторичной супеси из разреза террасового аллювия у с. Старая Маслов-

ка показывает соответственно по фракциям, %: >1,6 мм — 0,62 и 0,5; 1,6—1 мм — 2,16 и 2,18; 1—0,63 мм — 6,1 и 7,26; 0,63—0,5 мм — 7,28 и 5,92; 0,5—0,4 мм — 16,64 и 13,16; 0,4—0,315 мм — 16,1 и 15,34; 0,315—0,25 мм — 13,52 и 12,64; 0,25—0,2 мм — 18,82 и 17,12; 0,2—0,16 мм — 8,0 и 7,76; 0,16—0,1 мм — 6,2 и 6,74; 0,1—0,063 мм — 0,62 и 1,02; 0,063—0,05 мм — 0,26 и 0,12; 0,05—0,01 мм — 0,74 и 5,9; <0,01 мм — 2,94 и 4,34.

По химическому составу слои новообразованной супеси кроме глинозема выделяются заметным повышенным содержанием окиси железа, которые в разрезе у с. Старая Масловка составляют 1,9%, во флювиогляциальной толще Архангельского карьера достигают 7,5%, а также содержаниями органики до 0,6—0,8%. Наблюдаются также избирательное накопление карбоната кальция, повышенные содержания Na_2O и K_2O .

В существующих монографиях и статьях о типах и генезисе слоистости [1—3, 6—8, 10 и т. д.] нет определенного упоминания о вторичной слоистости в аллювиальных песках, наложенной на седиментационную и образованной в эпигенетическую стадию.

Л. Н. Ботвинкина [1, 3] наиболее близкое явление описывает как диагенетическую слоистость, впервые выделенную Р. Бринкманом [13]. Такая слоистость образуется при механическом или химическом перераспределении компонентов осадка, и в качестве примеров приводятся озерные ленточные глины, вторичные доломиты, пиритизированные прослои.

Б. С. Паливал [15, 16] также приводит примеры вторичной, диагенетической слоистости, наложенной на седиментационную, которая наблюдалась в кембрийских песчанниках Раджастана.

Р. Градзинский и др. [5] при характеристике деформационных седиментационных текстур отмечают колончатые текстуры с круговыми и овальными поперечными сечениями, образующиеся в результате спонтанного ожигения двух слоев, нижний из которых обладает большей вязкостью.

В. Хентцель [14], Г. Э. Рейнек и И. Б. Сингх [9] обращают внимание на следы уреза воды в песчаном берегу, которые образуются при снижении уровня воды в водоеме. При этом какие-либо деформации этих тонких горизонтальных линий не отмечаются.

Процессы лимонитизации в эпигенетических зонах поверхностного и грунтового окисления были описаны Е. М. Шмариовичем и др. [12].

Вторичные процессы в аллювии, обусловленные деятельностью подземных вод, описываются в работе [11]: «Атмосферные осадки, просачивающиеся через рыхлые отложения, захватывают с собой наиболее мелкие илито-глинистые частицы и перемещают их в более глубокие горизонты аллювия. Достигая водоносного горизонта, илито-глинистые частицы перемещаются горизонтально по направлению грунтового потока». В качестве следствия такого процесса отмечается помутнение воды в колодцах и родниках после обильных дождей, закупорка фильтров скважин, суффозионные явления, образование железистой пленки на кварцевых зернах.

По нашему мнению, столь же выразительным проявлением деятельности грунтовых вод являются описанные выше эпигенетические текстуры, образующиеся в результате вторичной концентрации пылеватых и глинистых частиц при их перемещении в песчаной толще в направлении уровня грунтовых вод.

О времени образования вторичной, инфильтрационной слоистости можно судить по косвенным данным. С одной стороны, формирование такой слоистости начиналось еще при столь высоком уровне грунтовых вод, который должен был соответствовать времени залегания аллювия на уровне пойменной террасы. С другой стороны, в ряде случаев во вторичной супеси представлен гумус, сходный с таковым же из современной почвы. Бедные пылевые спектры (попынь, береза, дуб, ольха) указывают скорее на их смешанный состав и не отражают современной растительности. Следовательно, возрастной интервал образования вторичной супеси охватывает все время существования аллювия после его накопления, исключая ледниковые эпохи, когда песчаная толща с поверхности сковывалась льдом. Основная его интенсивность, вероятно, приходится на время выхода сформировавшейся аллювиальной свиты на уровень надпойменной террасы.

Учет такого явления, как вторичная или инфильтрационная слоистость, имеет также практическое значение, поскольку верхняя часть террасовых песков наиболее часто является объектом поисков и эксплуатации, входя в состав полезной толщи месторождений кварцевых песков. Участки развития таких вторичных текстур, хотя и имеют предельно малую мощность вскрышной толщи, в действительности из-за повышенной глинистости и ожелезненности бесперспективны для поисков кварцевых песков ответственного назначения, что бывает очевидно без аналитического подтверждения. Распределение таких участков на площади контролируется не процессом аллювиального седиментогенеза, а вторичными факторами — сложившимися условиями залегания, динамикой грунтовых вод и т. д., что необходимо учитывать при поисково-разведочных работах.

Литература

1. Ботвинкина Л. Н. О выделении диагенетической слоистости.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 1, с. 155—157.
2. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1962, вып. 59. 542 с.
3. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 119, 260 с.
4. Горейцкий Г. И. О перигляциальной формации.— Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода, 1958, № 22, с. 3—23.

5. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Мир, 1980. 640 с.
6. Гроссгейм В. А. Тектурный анализ.— Тр. Всесоюз. нефт. н.-и. геологоразвед. ин-та, 1969, вып. 278, с. 7—21.
7. Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 66. 70 с.
8. Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.
9. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Мир, 1981. 439 с.
10. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
11. Шимановский Л. А. О вторичных процессах формирования аллювия, обусловленных деятельностью подземных вод.— Уч. зап. Перм. ун-та, 1967, № 170 (Аллювий, вып. 1), с. 80—91.
12. Шмариович Е. М., Кисляков Я. М., Столяров А. С. О диагностике зон пластового окисления.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 3, с. 87—98.
13. Brinkmann R. Über die Schichtung und ihre Bedingungen.— Fortschr. Geol. und Palaeontol., 1932, № 11, S. 187—219.
14. Häntzschel W. Brandungswälle, Rippeln und Fließfiguren am Stande von Wangerog.— Natur. Volk., 1937, B. 69, S. 40—48.
15. Paliwal B. S. Note on the Layered Chromatographical Structures in the Vindhyan Sandstone of Badi Khatu, district Nagaur, Rajasthan, India.— Bull. Ind. Geol. Assoc., 1976, v. 9(1), p. 17—22.
16. Paliwal B. S. A note on the intraformational recumbent folds in the Jodhpur sandstone of Ladnun, district Nagaur, Rajasthan.— Current Sci., 1978, v. 47, № 9, p. 733.

Воронежский государственный
университет

Поступила в редакцию
17.IX.1984

УДК 552.53 : 551.734 (477)

О КАЛИЕНАСЫЩЕННОСТИ ВЕРХНЕФАМЕНСКОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

КОРЕНЕВСКИЙ С. М., ШАМАХОВ В. А.

При прогнозировании и оценке минеральных ресурсов калиеносных регионов всегда приходится учитывать не только особенности седиментации калиеносных формаций, но и специфику последующего перераспределения (соляной тектоники), перекристаллизации и метаморфизации солей, а также характер сохранности и выщелачивания соленосных отложений за весь длительный послеседиментационный период. Эта многоплановая проблема решается комплексным анализом серии тектонических и структурных карт региона, карт литокомплексов, изомощностей и калиенасыщенности калиеносных формаций и их продуктивных субформаций. Возможность такого обобщения появляется обычно уже на сравнительно высокой стадии изученности калиеносных отложений региона. В этом отношении не являлась исключением и верхнефаменная калиеносная формация Припятской впадины.

О том, что эта формация калиеносна, стало известно уже в послевоенные годы, с открытием Старобинского месторождения калийных солей. В этот период основное внимание геологов было обращено на разведку Старобинского месторождения калийных солей, которое стало сырьевой базой первенца калийной промышленности Белоруссии. Почти 2—2,5 послевоенных десятилетия калийные соли верхнефаменной галогенной формации за пределами Старобинского месторождения изучались и разведывались всего лишь на нескольких площадях данного крупного калиеносного региона. На остальной территории Припятской впадины сведения о калийных солях эпизодически получали преимущественно попутно при бескерновом бурении скважин на нефть. Только в конце 60-х годов, наконец, накопились материалы, позволившие оценить, но в первом приближении и с некоторыми пробелами, характер калиеносности всей галогенной формации региона.

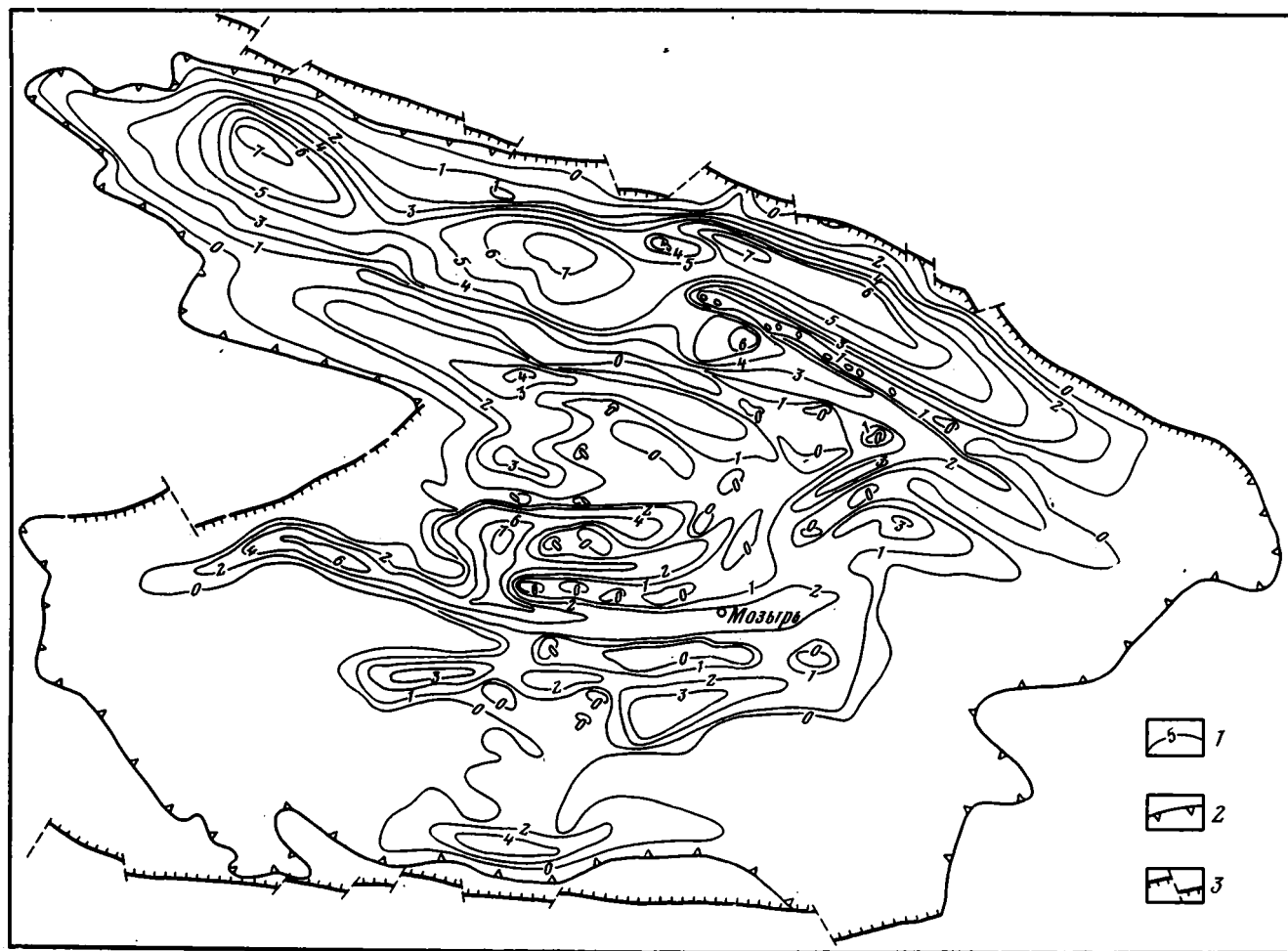
Степень продуктивности (калиенасыщенности) верхнефаменной калиеносной субформации Припятской впадины выявлялась все детальнее и основательнее параллельно с расшифровкой тектонического строения фундамента, подсолевого и соляных комплексов данного региона. Наиболее значительный вклад в расшифровку структурных проблем региона сделан коллективами геологов Института геохимии и геофизики АН БССР (под руководством Р. Г. Гарецкого) и частично БелНИГРИ (группой В. З. Кислика). Существенная детализация структуры верхнефаменского соляного комплекса впадины способствовала лучшему познанию степени дифференциации мощностей и минерального состава галитовой и калиеносной его субформаций на площади всего региона. Наиболее обстоятельно характеристика тектонической структуры региона изложена в монографии [3], а структурно-формационная характеристика его галогенных комплексов — в книге [1].

В последней монографии уже был представлен солидный исходный фактический материал, характеризующий особенности распределения минерального состава верхне-



Фиг. 1. Схематическая карта суммарных мощностей калие-носных горизонтов верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины. Составили С. М. Корневский и В. А. Шамахов с использованием материалов Э. А. Высоцкого, Д. М. Ерошиной, В. З. Кислика, Б. А. Протасевича

1 — изопакиты суммарных мощностей калиеносных горизонтов субформации, м; 2 — контур верхнефаменской галогенной формации; 3 — разломы



Фиг. 2. Схематическая карта относительной калиенасыщенности разреза верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины
 1 — изолинии относительной калиенасыщенности (отношение суммарной мощности калиеносных горизонтов к мощности субформации), м; 2 — контур верхнефаменской галогенной формации; 3 — разломы

фаменской калиеносной субформации, а также степень и характер ее продуктивности. Геологи БелНИГРИ (В. З. Кислик, Д. М. Ерошина, Э. А. Высоцкий, Б. А. Протасевич и др.) охарактеризовали отдельные практически наиболее интересные калиеносные горизонты субформации. В монографии [1] приведены схематические карты размещения мощностей верхнефаменской галогенной формации и обеих ее субформаций. За истекшее десятилетие ими неоднократно составлялись схематические карты суммарных мощностей калиеносных горизонтов верхнефаменской калиеносной субформации и даже раздельно по четырем ее структурным этажам. Обращалось также внимание и на количественное распределение калиеносных горизонтов в различных синклиналих структурах региона. На основе этих материалов появилась возможность решить проблему распределения литокомплексов и калиенасыщенности верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины.

Нами, совместно с В. З. Кисликом [2], впервые была составлена карта литокомплексов калиеносной субформации региона, в которой отразились специфика минерального состава калиеносных горизонтов и их некоторая количественная дифференциация по площади (и структурам). Отмечена приуроченность наиболее калиенасыщенных литокомплексов к осевым частям синклиналий зон впадины¹. При выделении литокомплексов в конкретных поперечных разрезах субформации было четко констатировано исчезновение (выщелачивание) верхних их частей к локальным и валлообразным поднятиям. Уже в первом варианте карты литокомплексов отчетливо выявилась более высокая степень калиенасыщенности верхнефаменской калиеносной субформации в Старобинской, Октябрьской и Предпервомайской синклиналих зонах северной части впадины и в Предсколодинской, Шестовичской и Конковичской синклиналих зонах центральной части впадины. Каждый литокомплекс субформации содержит информацию о минеральном составе и ориентировочно об объеме (числе) горизонтов заключенных в нем калийных солей. Такая карта может быть использована для прогноза и перспективной оценки калиеносности (месторождений калийных солей) региона.

Однако на карте литокомплексов этой субформации отражена преимущественно качественная характеристика разновидностей минерального состава продуктивных горизонтов и лишь частично (число калиеносных горизонтов) количественная. Для получения более комплексной качественно-количественной характеристики продуктивности верхнефаменской калиеносной субформации кроме карты литокомплексов представилось целесообразным составить и проанализировать карты суммарных мощностей и калиенасыщенности этой субформации. Из-за недостаточного количества материалов (вернее, их неравномерности по отдельным площадям) пришлось экстраполировать данные бурения, и поэтому карта (фиг. 1) получилась схематической.

При построении карты калиенасыщенности субформации, названной нами картой относительной калиенасыщенности, использовалось процентное отношение суммарной мощности калиеносных горизонтов к мощности субформации (фиг. 2). Истинная калиенасыщенность разреза субформации калийными солями и особенно калием будет, естественно, в несколько раз меньше.

Анализ и сопоставление карт литокомплексов, суммарных мощностей калиеносных горизонтов и калиенасыщенности верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины позволяют более полно и комплексно оценить перспективы ее продуктивности. На картах (см. фиг. 1, 2) ресурсы калийных солей субформации заключены в синклиналих зонах северной (от г. Солигорска почти до г. Речицы), а также центральной (от г. Петрикова почти до г. Калинковичи и от г. Житковичи до г. Мозыря) частей впадины. Об этом однозначно свидетельствуют литокомплексы, степень калиенасыщенности субформации и максимальные суммарные мощности ее калиеносных горизонтов. Ресурсы калийных солей в синклиналих зонах северной части впадины более значительны, чем центральной.

В Предчервонослободской и Копаткевичской синклиналих зонах, разделяющих две высокоперспективные на калийные соли полосы, данные указанных выше карт свидетельствуют о более низких перспективах калиеносности. Судя по суммарным мощностям калиеносных горизонтов, они, видимо, несколько выше в Южно-Притокской синклиналий зоне, в восточной части которой, возможно, соединяются эти две высокоперспективные полосы (см. фиг. 1).

Перспективы калиеносности в синклиналих зонах южной части впадины также не очень высоки. Кроме того, здесь, за исключением самой западной части Преднаровлянской синклиналий зоны, калийные соли залегают на глубинах, ныне недоступных для промышленного использования. Следует отметить, что и в синклиналих зонах, высокоперспективных на калийные соли, калиеносные горизонты даже верхней части разреза субформации залегают на глубинах, доступных для эксплуатации преимущественно на севере и западе впадины; на востоке они доступны для использования лишь на некоторых площадях северной части впадины.

На карте литокомплексов калиеносной субформации [2] на площади северной части впадины выделены все четыре имеющихся в данном регионе калиеносных литокомплекса: карналито-сильвино-мергельно-галитовый и три сильвиносодержащих (с различным количеством калийных горизонтов). За пределами этой структуры карналитосодержащий литокомплекс лишь локально намечен в Петриковской синклиналии и в сопряженной с ней Северо-Конковичской синклиналий зоне. Таким образом, именно для этих высокоперспективных на калийные соли структур характерен самый полный набор калиеносных литокомплексов. Размещение последних, особенно выделяемых с учетом не только минерального состава калийно-магниевого солей, но и числа калиеносных

¹ Размещение синклиналий зон в Припятской впадине приведено в работе [2].

горизонтов, следовательно, может быть использовано для перспективной оценки ресурсов калийных солей на всей площади калиеносной субформации.

Анализ карты суммарных мощностей калийных горизонтов (см. фиг. 1) показывает, что они достигают максимальных (до 150 м) значений лишь в осевых частях Старобинской (Любанская, Мысловорогская, Южно-Вишанская площади) и Октябрьской (Моисеевская, Чернинская, Шатилковская и Первомайская площади) синклиналильных зон. На большей части указанной площади, составляющей не менее 70% территории северной ступени впадины, суммарная мощность калийных горизонтов превышает 30 м. Это указывает на то, что на данной площади верхнефаменского солеродного бассейна (в северной части впадины) были наиболее оптимальные условия для садки калийных солей.

В пределах северной ступени Припятской впадины интенсивное накопление калийных солей происходило на площади от г. Солигорска до городов Нежина, Любани и далее на север до Первомайской площади и на юг до Южно-Вишанской площади Речицкого вала. В сводовой и присводовой частях Речицкого вала на локальных его поднятиях отложения калиеносной субформации часто отсутствуют либо очень маломощны. В направлении свода этой структуры мощность сохранившейся нижней части разреза субформации сокращается, а мощность пластов калийных солей уменьшается либо они частично или полностью выклиниваются [1]. Следовательно, эта часть разреза субформации в полосе, примыкающей к Речицкому валу, формировалась в обстановке относительно менее интенсивной садки солей. Этот вал, видимо, уже в какой-то мере был обозначен в морфологии дна солеродного бассейна.

Верхняя половина разреза калиеносной субформации в полосе Речицкого вала аэрирована либо уничтожена последующим подземным выщелачиванием. Об этом свидетельствуют пигментированные прослои — останцы пластов калийных солей, обнаруживаемые в нижней части разреза надсолевой толщи на Старобинском месторождении, Вишанской, Сосновской и других площадях. Но в этой части разреза калиеносной субформации в полосе Речицкого вала соли, вероятно, накапливались в условиях относительно менее интенсивной садки. В присводовой части вала мощность сохранившихся от выщелачивания пачек этой части разреза субформации уменьшается сравнительно немного, тогда как мощности пластов калийных солей уменьшаются довольно заметно, на своде вала часть их выклинивается.

В Петриковской синклинали суммарная мощность пластов калийных солей местами достигает 70 м. В смежной Северо-Шестовичской (а возможно, и в Северо-Конковичской) синклиналильной зоне она местами достигает 50 м, так же как в Житковичской синклинали и в смежной западной части Предсколодинской синклиналильной зоны. Следовательно, максимальные мощности пластов калийных солей в этих синклиналильных структурах центральной ступени впадины вдвое меньше таковых в пределах северной ее ступени. Да и общая площадь этих структур здесь в 6—7 раз меньше, чем структур северной ступени.

Таким образом, интенсивность калиенасыщения в северной части солеродного бассейна была значительно выше, чем на площади центральной и тем более его южной части. Здесь за пределами Петриковского и Житковичского месторождений суммарная мощность калиеносных горизонтов в разрезе верхнефаменской калиеносной субформации обычно не превышает 30—40 м.

Для оценки степени калиенасыщенности разреза верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины нами было использовано процентное отношение суммарной мощности пластов калийных солей к мощности субформации. Составленная по этому принципу карта относительной калиенасыщенности субформации (см. фиг. 2) позволяет сопоставить изменение степени ее интенсивности на различных структурах впадины. Относительная калиенасыщенность субформации максимальна (до 7%) опять-таки на значительной территории северной части впадины (Старобинское и Нежинское месторождения, Любанская, Смолковская, Мысловорогская, Моисеевская, Чернинская и Шатилковская площади) и в ряде синклиналильных структур центральной части впадины (Петриковская и Житковичско-Сколодинская площади). На остальных площадях синклиналильных структур впадины относительная калиенасыщенность субформации чаще всего не превышает 4%, т. е. она здесь почти вдвое меньше.

Более высокая относительная калиенасыщенность субформации дифференцируется в двух субмеридиональных (продольных) полосах Припятской впадины. Это, вероятно, обусловлено частично седиментационными причинами (тем, что эти полосы бассейна прогибались наиболее интенсивно), частично постседиментационными (более интенсивным выщелачиванием верхней части разреза калиеносной субформации на остальной менее интенсивно прогибавшейся площади бассейна). Интересно, что в западной периферийной части солеродного бассейна в пределах интенсивно прогибавшихся субмеридиональных полос (как на площади Старобинского, так и Житковичского месторождений) несмотря на то, что выщелачиванием уничтожена значительная часть верхней половины разреза субформации, сохраняется высокая относительная калиенасыщенность нижней части разреза, незатронутой выщелачиванием. Это свидетельствует о том, что во время накопления солей степень относительной калиенасыщенности (дифференциация калиеносности) определялась в основном седиментационными особенностями — субмеридиональной зональностью размещения полос различной интенсивности прогибания дна бассейна.

Отмеченная закономерность современного размещения относительной калиенасыщенности субформации показывает тенденцию изменения общего темпа калиенасыщения на различных площадях бассейна. Некоторую корректировку в эти данные вносит лишь последующее выщелачивание верхней части разреза субформации, протекавшее

с различной интенсивностью не только в соседних субмеридиональных синклиналях, но и на различных площадях каждой отдельной небольшой синклинали структуры впадины. Эта сложность современного размещения литокомплексов, изомощностей и относительной калиенасыщенности верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины определена столь же сложной блоковой природой подсолевой ее структуры.

Таким образом, на приведенных картах (см. фиг. 1, 2) отражена лишь общая тенденция современного размещения калиенасыщенности субформации. Для того чтобы получить представление только о характере седиментационного накопления субформации, необходимо реставрировать части ее разреза, уничтоженные последующим выщелачиванием. Эта задача довольно трудная и для всей площади впадины в настоящее время почти невыполнимая.

В то же время карта относительной калиенасыщенности субформации характеризует лишь общую тенденцию размещения интенсивности калиенакопления на различных площадях впадины, но не дает прямого ответа на вопрос: какой процент мощности разреза субформации соответствует пластам, сложенным кондиционными рудами. В связи с этим необходимо (сначала на площадях наиболее изученных месторождений) попытаться определить степень размещения промышленной (продуктивной) калиенасыщенности субформации. Возможно, что при сопоставлении полученных данных можно вычислить переходные коэффициенты от относительной к продуктивной калиенасыщенности субформации. Таким образом, на основе карт относительной калиенасыщенности можно было бы ориентировочно определять также прогнозные ресурсы кондиционных калийных руд на всей территории впадины. Для определения их балансовых ресурсов потребовалась бы лишь дополнительная отбраковка глубоко залегающих руд.

Для относительно хорошо изученного калиеносного региона Припятской впадины указанные выше тенденции размещения калиеносности субформации выявлялись также другими методами, в частности изучением топографии отдельных калиеносных горизонтов. Совершенно очевидно, что необходимо использовать опыт изучения Припятской впадины для уточнения сырьевых ресурсов данного региона и для разработки методики выявления и прогнозирования калийных солей в менее изученных и, особенно, в новых калиеносных районах. Седиментационные обстановки калиеносных бассейнов (особенно крупных) характеризуются многими общими чертами, в том числе определяющими процесс галогенеза. Это обусловлено приуроченностью солеродных бассейнов к определенным довольно близким типам тектонических структур и тем, что преобладающим общим источником солей для них является океанская вода.

Литература

1. Девонские соленосные формации Припятского прогиба/Под ред. Гарецкого Р. Г., Кислика В. З., Высоцкого З. А. и др. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.
2. Корневский С. М., Кислик В. З. Литокомплексы верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины.— Литоология и полез. ископаемые, 1985, № 1, с. 112—117.
3. Тектоника Припятского прогиба/Под ред. Гарецкого Р. Г. Минск: Наука и техника, 1979. 175 с.

ВСЕГЕИ, Ленинград

Поступила в редакцию
31.V.1984

МЕТОДИКА

УДК 552.56(265/266)

О НАХОДКЕ САМОРОДНОГО АЛЮМИНИЯ В АССОЦИАЦИИ С ZnO И $ZnCl_2$ СРЕДИ ОСАДКОВ СТ. 647 (СЕВЕРО-ВОСТОК ТИХОГО ОКЕАНА)

**ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., КУЗЬМИНА О. В., ЛАПУТИНА И. П.,
ЦЕПИН А. И.**

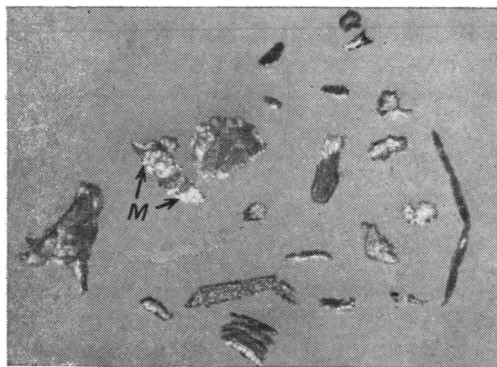
Состав, строение и особенности размещения самородных металлов, интерметаллических соединений и других сложных образований в разрезе ст. 655 были рассмотрены ранее [7, 8 и др.]. Эта станция находится на крайнем западном фланге субширотного профиля через акваторию Тихого океана, выполненного по инициативе акад. Н. М. Страхова в 1973 г.

Станция 655 (18°56' с. ш., 113°33' з. д.) располагается вблизи островов Ривелья-Хихедо, несколько южнее трансформного разлома Кларин. Было высказано предположение, что металлы и другие компоненты металлоносных осадков попали в район ст. 655 аллотигенным путем из тектонически нарушенной зоны, где, вероятнее всего, в прошлом активно проявлялись эксгальационно-гидротермальные процессы. Поэтому представляется необходимым изучить так же детально, как и осадки ст. 655, осадки других станций профиля, располагающихся вдоль этого разлома. При рассмотрении фракции >0,1 мм осадков ст. 647 (18°02' с. ш., 135°32' з. д., глубина 4280 м), представленных глубоководной красной глиной с цеолитами [3], в интервале глубин 300—310 см наше внимание привлекли находящиеся в ней мелкие пластинчатые обломки белого металла, несущего на своих верхней и нижней поверхностях небольшие по размеру и толщине серовато-белые выделения (фиг. 1). Среди последних на отдельных микроучастках видны вкрапленники красно-бурого цвета. Фракция >0,1 мм, полученная из осадков водной промывкой через капроновую сетку, составила всего 0,01% от исходного веса образца. Она представлена главным образом Fe—Mn-микроконкрециями (шаровидной, палочковидной и другими формами), характеризующимися микрозернистой поверхностью и темно-серым цветом. Основным марганцевым минералом является бернессит. Помимо микроконкреций во фракции >0,1 мм устанавливаются зубы акул, спикулы губок и радиоларий, гипс, кварц, полевые шпаты и некоторые другие минералы. В осадках этого интервала (300—310 см) обнаружены и обломки макроконкреций.

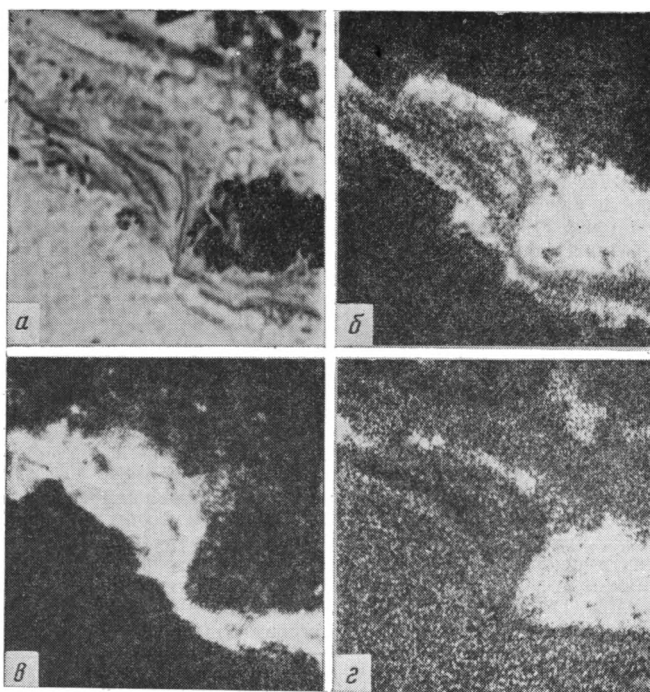
Образец металла белого цвета, несущего на своих поверхностях серо-белые выделения (см. фиг. 1), был разрезан на две части. Одна из них изучалась методом электронно-зондового микроанализа с помощью «Камека» (MS-46) при диаметре пучка зонда, равном 1—2 мкм. Общее представление о массе вовлекаемого в анализ вещества можно вывести из микрофотографий (200×200 мкм), на которых видны участки сканирования (фиг. 2). Другая половинка образца была закатана в оболочку из резинового клея и подвергнута рентгеновскому анализу в камере Дебая — Шерера (РГК, FeK_{α} -излучение). Химические анализы металлической пластинки по двум анализированным точкам (7 и 8, табл. 1) указывают, что мы имеем дело с алюминием, составляющим 94,6 и 95,3% вес.%. Наличие самородного алюминия подтверждено и рентгеновским анализом (табл. 2).

Более сложным оказался вопрос о составе образований, располагающихся на поверхности самородного алюминия. Проанализированные точки (1—6) в области распространения цинка и хлора показали, что здесь присутствует не одна, а несколько фаз. Наиболее развитой, судя по расчетам, оказалась окись цинка. Значительно меньше здесь хлористого цинка. В этом поле встречаются также поваренная соль и крайне незначительные (0—0,21%) количества Al_2O_3 . Как видно из табл. 2, в которой приведены результаты рентгеновского анализа, помимо алюминия в изучаемом образце присутствуют и окись цинка (пинкит), тем самым подтверждая результаты химических определений и проведенных на их основе пересчетов на окислы. Наличие небольших количеств Al_2O_3 в цинкитах отмечено и в работах ряда исследователей [3 и др.], посвященных этому минералу. Выделения хлоридов цинка и натрия на поверхности алюминиевой пластинки, однако, на рентгенограмме не фиксируются (см. табл. 2). Вероятно, это связано со значительным меньшим их распространением по сравнению с цинком и самородным алюминием.

Данные табл. 1, в которой сведены результаты химических анализов металлической пластинки, свидетельствуют о значительном разбросе данных, полученных для окиси цинка (от 72,4 до 92,8%) и хлористого цинка (от 4,8 до 15,0%). Такой разброс полученных на основании расчетов содержаний ZnO и $ZnCl_2$ может быть объяснен крайне неоднородным составом анализированных образований, а также возможным присутствием комплексных хлоридов цинка. Не исключено и наличие здесь небольших коли-



Фиг. 1. Внешний вид изученных обломков белого металла *м*, несущего на своих поверхностях беловато-серые и красновато-бурые образования. На микрофотографии для сравнения показаны обломки самородного алюминия, отмытые из осадков ряда станций, располагающихся по трансширотному профилю через Тихий океан. Бинокуляр, увел. 16.



Фиг. 2. Изображение изученного образца металла *м* (вертикальный срез) в поглощенных электронах (*а*) и в рентгеновском излучении (*б* — Zn, *в* — Al, *г* — Cl)

честв мелких обломков самородного цинка, устанавливаемого в осадках станций, располагающихся вблизи разломной зоны Кларион [7, 8]. По-иному выглядят изменения содержаний поваренной соли. Как видно из табл. 1, количество хлористого натрия, определенное по шести точкам, колеблется от 4,5 до 8,6%. Но эти цифры, как известно, не отражают объем общей массы (вероятнее всего, пленочных выделений) хлористого натрия на алюминиевой пластинке. Поваренная соль не является компонентом, участвующим в формировании соединений цинка, а образована здесь позднее.

Широко известно, что иловая вода осадков океана всегда более минерализована, чем придонная и тем более поверхностная вода (соленость последней близка к 35‰). Различные формы и размеры микровыделений солей, среди которых важную роль играют хлориды, и прежде всего хлористый натрий, практически всегда можно наблюдать при недостаточной отмывке океанских образцов в дистиллированной воде. В осадках

Таблица 1

Химический состав образца (станция 647, интервал 300—310 см), %

Элемент	Номера точек							
	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Содержание элементов</i>								
Al	0,10	0,00	0,11	0,21	0,21	0,11	94,63	95,32
Zn	70,32	73,80	68,89	67,77	77,77	78,89	0,16	0,16
Cl	11,06	7,28	9,11	9,57	9,57	9,11	—	—
Na	2,12	1,77	2,90	3,38	3,38	2,90	—	—
<i>Содержание соединений, полученных расчетным способом</i>								
ZnO	78,5	86,6	80,4	72,4	92,3	92,8	—	—
ZnCl ₂	15,0	8,8	8,9	4,8	8,4	8,98	—	—
NaCl	5,4	4,5	7,4	8,6	8,6	7,37	—	—
Al ₂ O ₃	0,19	0,00	0,21	0,4	0,4	0,21	—	—
Al (металл)	—	—	—	—	—	—	94,63	95,3
Сумма*	99,3	98,9	96,7	85,8	109,7	109,44	94,63	95,3

* Значительный разброс данных (85,8—109,44%), по-видимому, связан с неоднородностью состава анализируемых образований. Возможно также присутствие самородного цинка в количествах, не улавливаемых с помощью рентгеноспектрального анализа.

Таблица 2

Рентгеновая характеристика образца станции 647

Изученный образец		Al ASTM, № 4-0787		ZnO ASTM, № 21-1486	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
0,5	3,34	—	—	10	3,39
2	3,10	—	—	30	3,11
—	—	—	—	20	2,89
4	2,60	—	—	100	2,66
2	2,42	—	—	50	2,46
10	2,35	100	2,338	20	2,30
1	2,09	—	—	30	2,15
5	2,03	47	2,024	10	2,05
2	1,92	—	—	50	1,91
1	1,64	—	—	50	1,68
2	1,58	—	—	90	1,57
8	1,44	22	1,43	60	1,48
2	1,34	—	—	60	1,35

ст. 647 (интервал 300—310 см) также наблюдались пластинчатые образования поваренной соли, цементирующие микроконкреции и мелкие обломки древних по возрасту глин. Поваренная соль, вне сомнения, сформировалась при высушивании осадков.

В литературе, посвященной гидротермальным образованиям океанов, широко развито мнение, что поступающее в зоны раздвига (спрединга) литосферных плит мантийное вещество поднимается вверх и застывает в виде систем даек, выполненных практически вертикально стоящими пластинами базальтов. По мере их остывания и связанного с ним уменьшения размеров и появления многочисленных трещин создаются условия для циркуляции морской воды. Морская вода, опускаясь вниз, нагревается и при подъеме вверх выщелачивает из встречающихся на ее пути горных пород растворимые в горячей воде компоненты, среди которых важное место занимают Fe, Zn, Cu, Mn и др. Гидротермы через каналы-отверстия поступают на морское дно в осевых частях океанических хребтов и некоторых других тектонически активных зонах Мирового океана.

Согласно П. Рона [15], к настоящему времени выявлено более 50 пунктов, где установлены разнообразные гидротермальные образования в виде Fe—Zn—Cu сульфидных выделений (массивных, рассеянных, штокверковых) и Fe(Mn)-инкрустаций. Fe—Zn—Cu-сульфиды формируют на дне своеобразные трубы-«курильщики», через которые в зависимости от температуры поступающих сюда из глубин растворов (газоводов) на океанское дно выбрасываются хлоридные, сульфатные или сульфидные соединения Fe, Zn, Cu, а также сопутствующие им газы — H₂, Cl, CO и др.

Такие трубчатые постройки известны на Восточно-Тихоокеанском поднятии, Галапагосах и в ряде других тектонически активных участков дна Тихого океана; известны

они на срединных хребтах и в других океанах [2, 9—11, 13—15]. Среди минеральных образований, связанных с гидротермальными процессами, в океанах наиболее широко развиты сульфиды, представленные главным образом пиритом, марказитом, сфалеритом, халькопиритом, кубанитом, пирротинитом и др., а также водорастворимые сульфаты железа, меди и цинка — мелантерит, халькантит и госларит [14, 15].

Вероятнее всего, металлический алюминий, как отмечалось нами [7, 8], образовался в высоковосстановительных условиях, обусловленных присутствием водорода, играющего важную роль в потоках интрателлурического флюида. Выносимые снизу сквозными флюидными потоками мелкие частицы алюминия при попадании их в зону низких температур, доходящих до 350°С, являлись определенными затравками, на которых и садились из растворов окись цинка и другие минеральные образования, поступающие на дно через трещины, дымоходы и другие каналы.

Судя по имеющимся литературным данным, цинкит ZnO образуется в различных обстановках. По А. Г. Бетехтину [1], цинкит встречается в контактово-метасоматических месторождениях. Данные, приведенные большой группой исследователей, свидетельствуют, что окисел цинка может быть получен в лабораторных условиях, моделирующих гидротермальные процессы, в растворах KOH и $NaOH$ (или $NaHCO_3$, $KHCO_3$) при температурах 200÷400°С. В выводах ряда авторов подчеркивается при этом необходимость не только низких концентраций сероводорода в растворе, но и наличие узкого интервала значений pH растворов, располагающихся в слабощелочной области [6, 12 и др.]. В работах В. И. Синякова [5] указывается на обнаружение коллоидных агрегатов цинкита, образовавшихся из газовой фазы в настывах боковых газоотводов, доменных печей при температурах 250—350°С. Коллоидный цинкит в ангренских бурых углях, по мнению Э. П. Николаевой [4], является продуктом окисления металлического цинка. Автор, однако, не исключает возможности образования цинкита в угле, в окисленной обстановке, при слабощелочных значениях pH путем осаждения из водных растворов. Изложенные выше данные о наличии на дне океанов специфических гидротермальных построек в виде «курильщиков» (дымоходов) не противоречат, по нашему мнению, условиям, при которых возможно формирование цинкита. Дальнейший перемыв и переотложение продуктов вулканизма с тектонически приподнятых блоков и приводили к тому, что обломки металлов, в данном случае самородного алюминия, несущих на себе примазки цинкита и хлористого цинка, попали в район формирования осадков, вскрытых скв. 647.

Литература

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1949. 956 с.
2. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
3. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Литолого-фациальные типы.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 13—42.
4. Николаева Э. П. О коллоидном цинките из ангренских углей.— Докл. АН УзССР, 1968, № 2, с. 44—45.
5. Синяков В. И. О коллоидных агрегатах цинкита, образовавшихся из газовой фазы.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1975, т. 86, вып. 4, с. 511—514.
6. Ходаковский И. Л., Елкин И. Л. Экспериментальные определения растворимости цинкита в воде и водных растворах $NaOH$ при температурах 100, 150 и 200°С.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1490—1498.
7. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 133—138.
8. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л., Воронин Б. И. и др. Продукты вулканизма в осадках ст. 655 (северо-восточная часть Тихого океана).— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 2, с. 17—32.
9. Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J. e. a. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N.— Science, 1980, v. 207, № 4438, p. 1433—1444.
10. Hoffert M., Person A., Cortois C. e. a. Sedimentology, mineralogy and geochemistry of hydrothermal deposits from Holes 424 A, 424 B and 424 C (Galapagos Spreading Center).— Initial Reports of DSDP. Wash., 1980, v. 54, p. 339—376.
11. Lonsdale P., Bischoff J., Burns V. e. a. A high temperature hydrothermal deposits on the seabed at a Gulf of California spreading center.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 49, № 1, p. 8—20.
12. Laudise R. A., Kolbs D. The solubility of zincite in basic hydrothermal solvents.— Amer. Mineralogist, 1963, v. 48, № 5—6, p. 642—647.
13. Malachoff A. Polymetallic sulfides of ocean floor. A new mineral resource of Pacific.— AAPG Bull., 1982, v. 66, № 7, p. 975.
14. Oudin E. Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). Pt 1.— Marine Mining, 1983, v. 4, № 1, p. 39—72.
15. Rona P. A. Hydrothermal mineralization of seafloor Spreading centers.— Earth Sci. Rev., 1984, v. 20, p. 1—104.

КРИТИКА

УДК 553.981

**РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ «РАСТВОРЕННЫЕ ГАЗЫ ПОДЗЕМНОЙ
ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ»¹**

ТИМОФЕЕВ П. П., ЩЕРБАКОВ А. В.

Гидросфера Земли в широком ее понимании становится важным объектом исследования ученых многих стран, что связано прежде всего с расширением сферы поисков полезных ископаемых. Значительную остроту приобрели также вопросы экологии вследствие необратимых техногенных процессов, происходящих в подземной гидросфере.

В отличие от вод Мирового океана подземная гидросфера изучена весьма недостаточно. В самой верхней зоне мощной подземной гидросферы, доступной для непосредственных исследований, изучены главным образом закономерности распределения ионно-солевого состава подземных вод. За последние 25 лет накоплено значительно меньше данных о растворенных газах подземной гидросферы, являющихся основным предметом исследования автора рецензируемой монографии.

Впервые проблема познания растворенных газов подземной гидросферы в широком аспекте была поставлена полвека назад акад. В. И. Вернадским. Теоретические основы этой проблемы многие десятилетия служили идейным источником важнейших исследований в области геологии и геохимии природных газов, проводившихся в нашей стране в 30-х и 40-х годах. Лишь в 50-х годах начался период более целеустремленных глубинных исследований, непосредственно связанных с развитием глубокого бурения на нефть и газ. Такие работы проводились преимущественно в Советском Союзе. В конце 50-х годов они получили развитие и в США.

Проблема познания растворенных газов подземной гидросферы в современном ее аспекте могла возникнуть лишь на базе важных результатов обширных исследований многих глубоких и сверхглубоких скважин, бурение которых стимулировалось поисками залежей нефти, газа и других полезных ископаемых. Этими обстоятельствами прежде всего обусловлены начальные представления автора о генетических связях растворенных газов подземной гидросферы с промышленными месторождениями углеводородов.

По мере увеличения числа достоверных фактов как в Советском Союзе, так и за рубежом стало ясно, что широкое региональное изучение растворенных газов имеет не только фундаментальное, чисто научное значение, но и становится прочной основой для научно обоснованных суждений о реальных промышленных ресурсах углеводородного сырья Земли в целом.

Стремление глобально охватить пространственные закономерности в области состава растворенных газов и общей газонасыщенности глубоких подземных вод наталкивается на ряд трудностей, связанных прежде всего с существенной ограниченностью фактологической основы проблемы. Другие трудности обусловлены колоссальными размерами самого объекта исследования — подземной гидросферы Земли. В этой связи наряду с материалами прямых глубинных исследований в работе широко использованы и косвенные методы — аналогии, далекие экстраполяции на основе выявленных региональных закономерностей, в области геохимии природных газов, и в частности растворенных газов подземных вод.

В рецензируемой монографии автор на основе современных представлений о подземной гидросфере подробно проанализировал обширный круг вопросов, представляющих значительный интерес для выявления научных основ определения ресурсов и состава растворенных газов нефтегазоносных и сопредельных с ними бассейнов мира. В книге приведены основы оригинальной методологии, впервые позволившей реально осуществить фундаментальные исследования для подземной гидросферы в целом. Это предусматривало проведение многолетних детальных обобщений по опорным районам ряда стран и континентов с привлечением материалов геологопромысловых исследований многих тысяч месторождений нефти и газа на всех континентах мира и его акваториях.

С учетом сказанного выход в свет в издательстве «Недра» книги В. Н. Корценштейна «Растворенные газы подземной гидросферы Земли» является крупным вкладом в проблему, имеющую важное научное и практическое значение.

Монография состоит из трех частей: 1) принципы изучения и закономерности распределения растворенных газов подземной гидросферы Земли; 2) характеристика опорных районов прямых исследований растворенных газов глубоких подземных вод и 3) ресурсы и состав растворенных газов подземной гидросферы.

В первой части подробно освещены особенности проблемы познания растворенных

¹ Корценштейн В. Н. М.: Недра, 1984. 230 с.

газов подземной гидросферы, современные представления о ней; сформулированы особенности распределения растворенных газов в водах Мирового океана.

В книге справедливо подчеркивается мысль о том, что самые тщательные и скрупулезные исследования захороненного органического вещества осадочных пород без учета роли погребенных с ним вод и растворенных газов не могут служить надежной основой для диагностики зон генерации и накопления различных типов углеводородов. Показано, что во многих работах нередко упускают из виду подземную гидросферу в целом, служащую региональной средой сложнейших природных процессов нефтегазообразования.

Монография содержит многочисленные факты, свидетельствующие о взаимодействии подземной гидросферы с очагами глубинных газопроявлений. К наиболее важным гидрогеохимическим доказательствам этих процессов следует отнести выявление в ряде стран крупных промышленных скоплений свободного углекислого газа глубинного происхождения. Такие скопления могут рассматриваться в качестве прямых следов, как бы трассирующих глубинные газопроявления литосферы.

Особо показателен парагенезис вулканической деятельности и формирования углекислых вод, поскольку, как правило, везде, где есть вулканы (современные или древние), повсюду существуют углекислые источники.

Специфика предмета исследования диктовала необходимость разработки физико-химических основ прогноза газонасыщенности подземной гидросферы на больших глубинах. Это потребовало не только учета многочисленных исследований, проведенных во многих странах, но и формулировки новых принципов, позволяющих с помощью аналитических расчетов прогнозировать величины газонасыщенности подземных вод глубоких недр — вплоть до областей критических параметров рассолов, согласно современным представлениям о подземной гидросфере (гл. 5). Таким путем удалось получить растворимости водных растворов метана, диоксида углерода, гелия, азота.

Значительное место в работе уделено роли подземной гидросферы в процессе дегазации Земли. Впервые предложена концепция, позволяющая по-новому оценить подземную гидросферу в качестве механизма, не только регулирующего дегазацию Земли, но и аккумулирующего диссипирующие газы планеты. Глубокая проработка огромного фактического материала явилась основой предложенной в работе общей закономерности, управляющей газонасыщением подземной гидросферы, нашедшей подтверждение в открытии ряда зон предельного газонасыщения в пределах молодых и более древних платформ (гл. 6, § 2). Так, получила обоснование газовая зональность промышленных скоплений углеводородов, в основу которой положен механизм мобилизации рассеянных растворенных газов подземной гидросферы, способствующих их преобразованию в гомогенные массы с последующей струйной миграцией к местам расположения ловушек (с. 54).

В книге проанализированы основные особенности влияния аномально высоких пластовых давлений (АВПД) на газонасыщение подземной гидросферы. При этом с большой убедительностью показано, что в пределах глубоких зон АВПД в условиях экстремальных давлений, температур и геологического времени процесс вертикальной струйной миграции флюидов практически не ограничен. Здесь он управляется главным образом перепадом давлений, наличием зон распространения пористых и трещиноватых пород и физико-химическими условиями взаимодействия между водами, нефтью и газами. Автор приходит к важному выводу, что АВПД существенно замедляет, а местами и вовсе блокирует дегазацию Земли (гл. 7).

Раскрытие сложной темы исследований о флюидах подземной гидросферы, как уже отмечалось, способствовало научное обобщение материалов бурения глубоких и сверхглубоких скважин. В этом отношении трудно переоценить полученные результаты исследований нефтяников Татарии, впервые поколебавших прежние представления о кристаллическом фундаменте, сложенном плотными породами, якобы лишенными флюидов. Результаты бурения скв. 20 000 вблизи Алтунино-Шунакского грабенообразного прогиба Миннибаевской площади Ромашкинского месторождения (гл. 8) свидетельствуют об ошибочности этих представлений. Нефтяники Татарии впервые обнародовали результаты прямых исследований не только вещественного состава пород 3-км разреза фундамента, но и подробные данные о его газированных минерализованных водах. Важно подчеркнуть, что достоверность этих прямых, а также косвенных сведений основана на колоссальных объемах извлеченных флюидов. За 5 мес откачки отобрано 2,7 тыс. м³ воды, плотность которой составляет 1,228 г/см³. Общая газонасыщенность этих уникальных рассолов составляет 450 см³/л при полном преобладании углеводородов и высоких концентраций гелия. Так утвердилось положение о высоком содержании и активной циркуляции минерализованных газонасыщенных вод в глубоких проницаемых зонах кристаллического фундамента. Таким образом, в книге получили научную оценку важнейшие факты по распределению флюидов в кристаллических породах фундамента (с. 67—68).

Большое внимание уделено механизму формирования природного фона газонасыщенности водонапорных систем. Показано, что этот сложнейший процесс зависит от множества факторов, к числу которых относятся: характер режима водонапорной системы; плотность сети очагов диффузии; соотношения интенсивности генерации и рассеивания углеводородов; наличие экранов в водоносном пласте; длительность существования очагов диффузии и др. Впервые в нашей литературе (гл. 9) приведен подсчет общей массы растворенных газов в гравитационных водах подземной гидросферы, равный $34 \cdot 10^{15}$ м³ газа. При этом справедливо указано, что этой массы газа вполне достаточно для формирования любых промышленных концентраций углеводородов, составляющих небольшую долю природных ресурсов планеты. Следствием из этого положения

явился вывод о первичности газового фона подземной гидросферы и вторичности их ресурсов.

Достоверность научного обоснования динамики генерации газа глубоких подземных вод представляет наибольший интерес для углеводородных газов. Именно последние наиболее активно генерируются по самым различным полигенным схемам. В этом отношении значительный интерес представляет глава 10, где приведены результаты многолетних исследований эффекта разбавления. Его физический смысл заключается в том, что по мере нарастания интенсивности насыщения пластовых вод газами, генерация которых наиболее активна, происходит прогрессирующее снижение в них объемного процента газов, содержащихся в небольших концентрациях (аргон, гелий и др.). Отсюда следует, что зоны с низким процентным содержанием этих газов непосредственно трансформируют области активного газообразования, прежде всего метана. Учет этого явления особенно важен для оценки перспектив газоносности ряда регионов. На примере их детальных исследований в монографии показана важность выявленного эффекта для суждения о динамике протекающей в подземной гидросфере генерации метана, сероводорода, азота и инертных газов.

Центральное место в книге занимает анализ основных принципов количественной оценки ресурсов и состава растворенных газов подземной гидросферы (гл. 11). От степени достоверности подобной оценки зависит успех многолетних исследований в целом, поскольку в планетарном аспекте расчеты ресурсов ранее не проводились. Автор подошел к ним после многолетних экспериментов и исследований в нескольких тысячах глубоких разведочных скважин большинства нефтегазоносных провинций в Советском Союзе и за рубежом.

Методология оценки ресурсов и состава растворенных газов подземной гидросферы рассматривается в трех аспектах: 1) прямая оценка, основанная на исследованиях опорных районов, в которых выполнены глубинные гидрогеологические исследования; 2) косвенная оценка, осуществляемая по методу аналогии и его вариациям, основанному на сопоставлении результатов исследования неизученных районов с региональными закономерностями, выявленными для опорных районов; 3) оценка, основанная на решении обратной задачи нефтегазовой гидрогеологии, сводящаяся к дешифровке параметров геохимических полей (ореолов рассеяния) в качестве носителей растворенной в водах газовой фазы.

Если первые два аспекта рассмотрены автором в более ранних публикациях, то третий методологический аспект дал возможность ему привлечь геологопромысловые материалы нефтяных и газовых месторождений всех важнейших нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных бассейнов мира. Этот новаторский прием, подробно рассмотренный в книге, успешно использован автором для достоверной количественной оценки ресурсов и состава растворенных газов подземной гидросферы в целом.

Во второй части книги (гл. 12—18) приведена характеристика опорных районов прямых исследований растворенных газов глубоких подземных вод. Рассмотрены нефтегазоносные провинции Советского Союза (гл. 12—18) и некоторые нефтегазоносные районы Соединенных Штатов Америки, Японии и Северо-Западной Европы (гл. 19—21).

Многолетнее изучение опорных районов прямых исследований растворенных газов глубоких подземных вод явилось основой научного обоснования гидрогеохимической модели строения наиболее крупных газонасыщенных провинций (гл. 12). Автором убедительно доказано, что каждое значительное по размерам газовое или газонефтяное месторождение генетически тесно связано с крупной водонапорной системой, непосредственно участвующей в его формировании. Это положение детально проверено на материалах наиболее изученных опорных районов территории Советского Союза. При этом на основе большого массива фактических данных установлено, что для всех без исключения газонасыщенных провинций характерны предельная газонасыщенность пластовых вод для данных термодинамических условий, своеобразный состав растворенных газов и значительные по величине газовые факторы. Это означает, что автор вполне обоснованно воспользоваться решением обратной задачи нефтегазовой гидрогеологии для определения искомых параметров газонасыщенного фона.

В книге освещена проблема прямых исследований растворенных газов подземной гидросферы на основе ряда зарубежных публикаций (гл. 19—21). Здесь обращают на себя внимание детальные и обстоятельные исследования в прибрежных районах Галф-Коста, охватившие обширную территорию от Нью-Мексико до Флориды, где глубинные пробы отобраны в 300 скважинах. Американскими исследователями получен весьма ценный материал, не противоречащий выводам автора рецензируемой монографии по большинству регионов мира. Эти результаты существенно дополняют данные по другим континентам и заслуживают самой высокой оценки.

Весьма интересны результаты исследования растворенных газов неогеновых бассейнов Японии, где можно считать установленным значительное их газонасыщение. Несмотря на большие ресурсы растворенных газов водовмещающих отложений неогена отсутствие ловушек явилось серьезным препятствием на пути формирования промышленных скоплений в этой стране. Главные ресурсы газа растворены в пластовых водах и поэтому не образуют залежей.

Для Среднеевропейского бассейна отличительной особенностью является широкое развитие наряду с азотно-метановыми залежами почти чисто азотных. Установлено также усиление роли с глубиной не метановых газов, как обычно, а азотных.

Завершающая часть монографии посвящена синтезу прямых и косвенных данных, позволяющих количественно оценить ресурсы и состав растворенных газов подземной гидросферы осадочного покрова. С последним связаны наиболее достоверные сведения по растворенным газам.

Учет всех доступных сведений по крупнейшим водонапорным системам, контролирующим основные нефтегазоносные бассейны континентов земного шара, позволил систематизировать важнейший фактический материал по проблеме. Впервые в практике нефтегазовой гидрогеологии построена серия оригинальных карт по ресурсам и составу растворенных газов.

Книга не лишена некоторых недостатков, что неизбежно для многоплановой работы, охватывающей столь сложный объект, каким является подземная гидросфера. В частности, полагаем, что схематично освещена проблема газонасыщенности водных растворов глубинных областей, где преобладают особо жесткие критические параметры температур и давлений. Для этих условий данная проблема остается дискуссионной (гл. 5). К другим недостаткам следует отнести отсутствие достаточной ясности в отношении роли кристаллогидратов углеводородов в газовом режиме вод Мирового океана, отличающихся очень низкими концентрациями метана (гл. 3). Дискуссионны также суждения о взаимодействии подземной гидросферы с очагами глубинных газопроявлений. Масштаб явления недостаточно освещен (гл. 4).

Перечисленные недостатки все же не снижают научного и практического значения рецензируемой работы.

В целом книга В. Н. Корценштейна является крупным научным вкладом в изучение подземной гидросферы на современном уровне развития наших знаний по одной из актуальных проблем естествознания. Она окажется полезной для научных работников, инженеров, практиков и студентов.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30.V.1985

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., KOSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENIAKOV 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 Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.12.85	Подписано к печати 09.01.86	Т-03509	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,1 тыс.	Уч.-изд. л. 15,7
	Тираж 1015 экз.	Зак. 4680	Бум. л. 4,5

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:

Булгакова М. Д. ЛИТОЛОГИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР. 15 л. 2 р. 30 к.

В монографии впервые для Северо-Востока СССР дана сравнительная характеристика вещественного состава, строения и условий образования ордовикских отложений. Восстановлена история развития ордовикского палеобассейна, реконструированы его главные морфоструктурные элементы: карбонатные шельфы, подводные геологические поднятия, глубокие терригенные прогибы. Впервые для раннего палеозоя Северо-Востока охарактеризованы особенности седиментационных процессов в глубоководных зонах и определены критерии для диагностики этих зон.

Книга предназначена для литологов, тектонистов.

ГЕОЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 646). 17 л. 3 р.

В книге рассмотрены стратиграфия, литология, палеогеография и условия осадконакопления каменноугольных и пермских алмазонасных отложений Далдын-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов Якутии. Составлена серия литолого-палеогеографических карт и геологическая карта погребенного рельефа. Проведен анализ литологического материала и геохимических особенностей глинистого вещества.

Издание рассчитано на геологов, литологов, стратиграфов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 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, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.