

КОНТРОЛЬНЫЙ №



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

6

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

1979

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероцев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И.</i> Особенности современного гидротермального литогенеза. I. Наземный гидротермальный литогенез	3
<i>Ельцина Г. Н., Лозовая Н. Г.</i> Современные осадки желобов Пуэрто-Рико и Кайман	16
<i>Айбулатов Н. А., Косьян Р. Д., Новикова З. Т., Юркевич М. Г.</i> Экспериментальное исследование переноса тяжелых минералов во взвешенном состоянии в береговой зоне моря	28
<i>Голубовский В. А., Голубовская Т. Н.</i> Горизонт кремней в среднем карбоне на западе Центрального Казахстана: происхождение и общее значение для теории седиментогенеза	36
<i>Сорокин В. И., Власов В. В., Варфоломеева Е. К., Урасин М. А.</i> Влияние среды на формирование состава глауконита	46
<i>Холодов В. Н., Недумов Р. И., Лубченко И. Ю.</i> Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в размерных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья	50
<i>Гептнер А. Р., Селезнева М. А.</i> Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии	60
<i>Иванова Н. В., Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г., Коньшева Р. А.</i> Пирокластический материал угленосных отложений Донецкого бассейна и его диагностика	71
<i>Гонцов А. А., Хрусталева Г. К., Курбатова Э. Г., Панфилов Н. К.</i> Горючие-сланцы Туапсинского района на Кавказе	81
<i>Сафронов В. Т.</i> Углеродсодержащие породы свиты хизовара (Северная Карелия) и условиях их происхождения	88
<i>Степанов И. С., Сычкин Г. Н.</i> К проблеме происхождения экзотических галек и валунов на западном склоне Среднего и Северного Урала	97
<i>Писарчик Я. К., Голубчина М. Н.</i> Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе?	104
<i>Вознесенская Т. А.</i> Фации пелагических известняков в карбоне Юго-Западного Дарваза	119
<i>Полонская Б. Я., [Розонова Е. Д.], Андрианова А. Г.</i> О литофациальных особенностях и постседиментационных изменениях в нефтеносных карбонатных отложениях	127

Краткие сообщения

<i>Сорокин В. М., Мелкумян С. А.</i> Кора выветривания тальк-хлоритовых пород Северо-Онежского бокситоносного района	136
<i>Ким Ю. И.</i> О распределении галлия в бокситах Северного Казахстана	140

Методика

<i>Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф.</i> Количественный анализ гетерогенности минералов с размером зерен 5—50 микрон методом ступенчатого изменения плотности	144
--	-----

46

Хроника

<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Юбилейная сессия Международного комитета по петрологии углей и очередные заседания его комиссий	151
<i>Бушинский Г. И., Бардоши Д. А.</i> IV Международный конгресс по изучению бокситов, глинозема и алюминия	155

Содержание журнала за 1979 год

157

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Naboko S. I., Eroshchev-Shak V. A., Il'in V. A., Bebeshev I. I.</i> Peculiarities of recent hydrothermal lithogenesis. I. Surface hydrothermal lithogenesis	3
<i>El'tsina G. N., Lozovaya N. G.</i> Recent sediments of Puerto Rico and Kaimana troughs	16
<i>Aibulatov N. A., Kosiyan R. D., Novikova Z. T., Yurkevich M. G.</i> Experimental study of heavy minerals transfer in suspension in the sea-shore zone	28
<i>Golubovsky V. A., Golubovskaya T. N.</i> Silicon horizon in Middle Carboniferous in the west of Central Kazakhstan: origin and general significance for theory of sedimentogenesis	36
<i>Sorokin V. I., Vlasov V. V., Varfolomeeva E. K., Urasin M. A.</i> The environment influence on formation of the glauconite composition	46
<i>Kholodov V. N., Nedumov R. I., Lubchenko I. Yu.</i> Distribution of iron, titanium, manganese and minor elements in fractions of Middle Miocene deposits of the East Ciscaucasia	50
<i>Geptner A. R., Selezneva M. A.</i> Distribution of petrogenic elements in fresh and altered basaltic glass of Iceland	60
<i>Ivanova N. V., Volkova A. N., Rekshinskaya L. G., Konysheva R. A.</i> Pyroclastic material of coal-bearing deposits of the Donets Basin and its diagnostics	71
<i>Gontsov A. A., Khrustaleva G. K., Kurbatova E. G., Panfilov N. K.</i> Oils shales of the Tuapse province in the Caucasus	81
<i>Safronov V. T.</i> Carbon-bearing rocks of the Khizovara suite (North Karelia) and conditions of their origin	88
<i>Stepanov I. S., Sychkin G. N.</i> On origin of exotic pebbles and boulders on the western slope of the Middle and North Urals	97
<i>Pisarchik Ya. K., Golubchina M. N.</i> On existence of a regional break in sedimentation in Middle Cambrian on the Siberian platform	104
<i>Voznesenskaya T. A.</i> Facies of pelagic limestones in Carboniferous of the South-West Darvaz	119
<i>Polonskaya B. Ya., Rozonova E. D., Andrianova A. G.</i> On lithofacies peculiarities and postsedimentary changes in oil-bearing carbonate deposits	127
<i>Brief communications</i>	
<i>Sorokin V. M., Melkumyan S. A.</i> The weathering crust of talc-chlorite rocks of the North Omega bauxite-bearing region	136
<i>Kim Yu. I.</i> On distribution of gallium in bauxites of the North Kazakhstan	140
<i>Methods</i>	
<i>Kats M. Ya., Dolgopol'skaya E. F.</i> Quantitative analysis of heterogeneity of minerals with grain size 5—50 μ by method of step-like density alteration	144
<i>Chronicles</i>	
<i>Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.</i> Jubilee Session of the International Committee on coal petrology and meetings of its commissions	151
<i>Bushinsky G. I., Bardoshi D. A.</i> IV International Congress on Study of bauxites, alumina and aluminium	155
Contents of the journal for 1979	157

УДК 551.234 : 551.3

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА *

I. НАЗЕМНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

**П. П. ТИМОФЕЕВ, С. И. НАБОКО, В. А. ЕРОЩЕВ-ШАК,
В. А. ИЛЬИН, И. И. БЕБЕШЕВ**

Изменения пород, приводящие к образованию качественно нового их типа, обусловленные действием гидротермальных растворов в поле повышенного эндогенного теплового потока в приповерхностных условиях, выделяются как гидротермальный литогенез.

Гидротермальный литогенез интразональный, аклиматичный. Основными факторами, определяющими его специфику, являются величины теплового потока, химический состав и физико-химические параметры парогидротермального раствора. Механизм приповерхностного наземного гидротермального литогенеза имеет одновременно двойственный характер. Во-первых, непосредственно из гидротермального раствора при изменении его параметров происходит выпадение отдельных компонентов и синтез минералов. Во-вторых, этот же гидротермальный раствор воздействует на породообразующие минералы материнской породы, растворяет их, обогащается компонентами растворенного материала и на границах растворов — минерал идет кристаллизация новых минералов. Первым путем в основном образуются рудные минералы, вторым — глинистые. Глинистые минералы образуют ряд последовательных температурных зон: монтмориллонитовую (около 100°), смешанослойную монтмориллонит-каолинитовую (100—70°), смешанослойную каолинит-монтмориллонитовую (<70°), каолинитовую (<100°). Рудные минералы или локализируются в виде отдельного горизонта на поверхности измененных пород, или образуют вкрапленность, также тяготеющую к верхам разреза.

Давая характеристику вулканогенно-осадочному типу литогенеза, Н. М. Страхов (1960) подчеркивал, что основными компонентами этого процесса являются свежие, разной степени окристаллизованности обломки пород и минералов и гидротермальные растворы. Воздействие гидротермальных растворов на вулканогенно-осадочные отложения и формирование качественно новых пород определяет собственно гидротермальный литогенез (Тимофеев, Щербаков, 1972). Вулканогенно-осадочный тип литогенеза в областях повышенного эндогенного теплового потока имеет специфические особенности. Он включает последующее преобразование осадка под воздействием гидротермальных растворов. Гидротермальные растворы определяют литогенез.

Гидротермальный литогенез интразональный, аклиматичный. Основными элементами, определяющими его специфику, являются величины эндогенного теплового потока и соответственно физико-химические параметры парогидротермального раствора. В пределах современных гидротермальных систем величины кондуктивных тепловых потоков на два и более порядков выше среднепланетарных ($1,2 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$)¹. Рас-

* Под литогенезом понимаются постседиментационные стадии преобразования осадка (Тимофеев, 1978).

¹ Величины теплового потока выражаются в микрокалориях, деленных на произведение площади на время в секундах.

четным путем показано, что тепловое питание корней таких систем определяется величиной порядка $298\text{—}688 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и в среднем составляет $460 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (Ильин, 1977, 2). Лишь 10% этой величины теряется в форме кондуктивного теплового потока. Такая же доля энергии, подводимой к корням гидротермальных систем, поглощается в ходе изменения пород при воздействии на них растворов. Остальная часть энергии (~80%) выносится в атмосферу конвективным путем. Физико-химические параметры парогидротермального раствора и его химический состав зависят также от среды, находящейся выше изменяющегося осадка — атмосферы или воды. Влияние давления атмосферы сказывается на положении приповерхностных уровней вскипания — дегазации гидротермального раствора и конденсации гидротермального пара и, следовательно, на химической дифференциации гидротерм; атмосферный кислород регулирует также окислительно-восстановительные процессы в гидротермальном растворе. Воды, особенно морские, находящиеся над осадками гидротермальных систем, принимают активное участие в формировании комплекса гидротермальных минералов в качестве раствора определенных элементов и регулятора термической обстановки.

В свете изложенного субповерхностный гидротермальный литогенез следует подразделять на наземный и подводный. Рельеф местности и положение уровня грунтовых вод обуславливают специфику наземного гидротермального литогенеза. При повышенном тепловом потоке на крутых склонах вулканических массивов происходят парообразование и испарение, т. е. гидротермальный пар преобладает над термальной водой. При пониженном рельефе и высоком уровне грунтовых вод основную роль играет термальная вода. Современный субповерхностный гидротермальный литогенез широко представлен в областях тектоно-магматической активности (островные дуги, рифтовые зоны, глубинные разломы). В данной статье приведены результаты изучения отдельных полигонов гидротермальных систем Узон — Долина Гейзеров и Паужетка — Северокамбальные струи (Камчатка). В следующей статье будут изложены результаты изучения подводного гидротермального литогенеза на полигонах Тихого океана и Красного моря.

КАЛЬДЕРА УЗОН И ДОЛИНА ГЕЙЗЕРОВ (ПОЛИГОНЫ 1 и 2)

Кальдера Узон и Долина Гейзеров образуют единую гидротермальную систему в пределах крупной тектоно-магматической депрессии. В формировании Узон-Гейзерной структуры выделяются три крупных этапа. Докальдерный этап (конец позднего плиоцена — ранний плейстоцен) характеризовался формированием эффузивов как основного, так и кислого состава. Породы этого комплекса образуют фундамент для накопления пирокластических отложений. Кальдерный этап (средний — поздний плейстоцен) знаменует образование кольцевой вулcano-тектонической депрессии, формирование игнимбритовых покровов и системы кислых экструзий. Посткальдерный (позднечетвертичный) этап характеризовался взрывным вулканизмом, во время которого накапливалась мощная (100 м) толща озерных осадочно-пирокластических образований, представленных пемзовыми туфами и кальдерными тефроидами.

В пределах депрессии, в посткальдерное время существовала система разновозрастных озер, смещавшихся во времени с юго-востока на северо-запад, от Долины Гейзеров в сторону кальдеры Узон. Главным источником осадочного материала, слагающего озерные отложения, были посткальдерные вулканы. Осадки наиболее древнего, «первого» озера вскрываются в долине р. Гейзерной и представлены слоистыми пемзовыми туфами с подчиненными прослоями агломератовых пемзовых туфов. Озерные отложения уплотнены и интенсивно изменены длительно действующими, вплоть до современных, гидротермальными процессами. Отложения самого молодого озера приурочены к взрывной воронке в

кальдере Узон. Осадочный материал этого озера сложен пемзовыми обломками, пепловой витрокластикой, реже обломками дацитов и андезитов и фенокристаллов пироксенов и плагиоклазов. Материал впервые подвергся гидротермальному изменению на современном этапе.

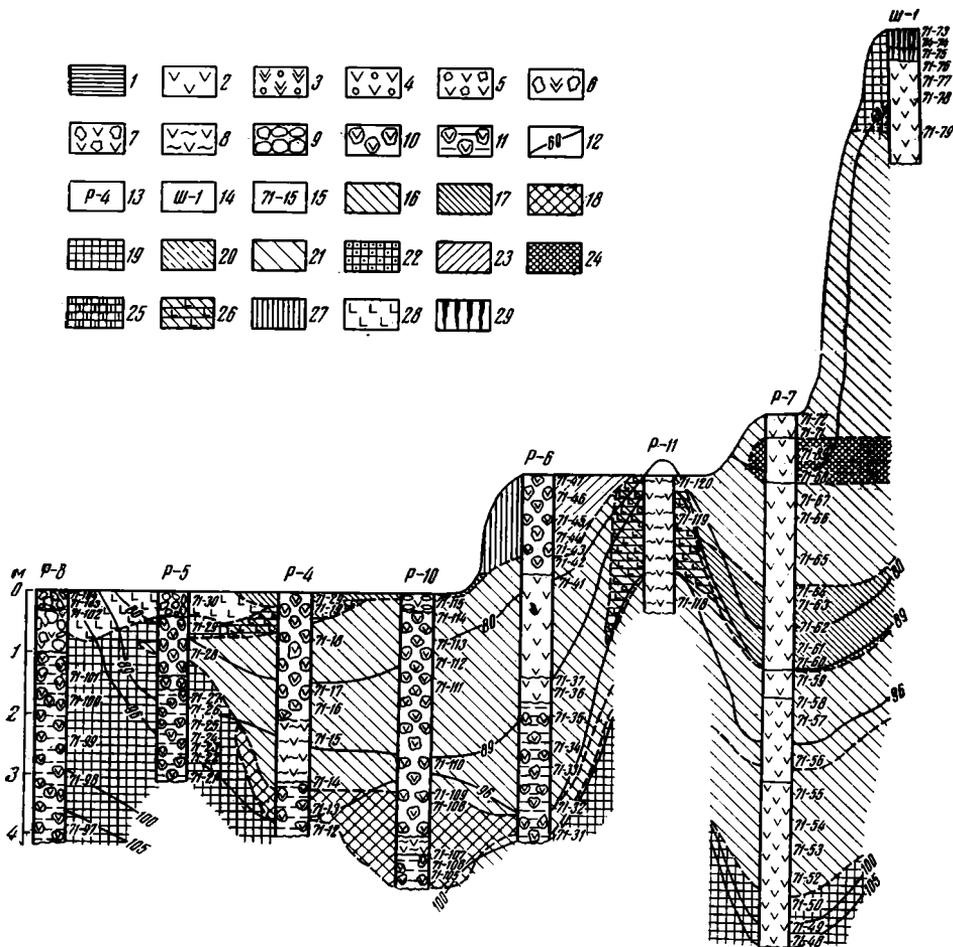
Основными факторами субповерхностного гидротермального литогенеза являются состав гидротермальных растворов и их распространение, величины теплового потока ($62—250 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$), фильтрационные и геохимические свойства пород, подвергшихся воздействию этих растворов.

Узон-Гейзерная структура в гидрогеологическом отношении представляет собой артезианский бассейн с ювенильным подтоком жидкого глубинного флюида (Пилипенко, 1974). Депрессия, заполненная относительно хорошо водопроницаемыми озерными образованиями, зажата в блоке менее проницаемых пород нижележащего структурного яруса. Довольно сильная тектоническая раздробленность пород способствует трещинной проницаемости вод на значительные глубины. Последнее благоприятствует контакту и взаимодействию поверхностных грунтовых вод с глубинным высокотемпературным флюидом, прогреву их и образованию гидротермальных растворов.

Гидротермальная деятельность в пределах Узон-Гейзерной системы проявляется в виде гейзеров, высокотемпературных парогазовых струй—фумарол, термальных источников, теплых озер, грязевых котлов, грязевых вулканчиков. Перечисленные гидротермальные проявления сконцентрированы на прогретых участках земной поверхности, называемых термальными полями. В кальдере Узон встречены почти все химические типы вод, развитые в зонах разгрузки гидротерм.

Состав перегретых термальных вод глубинного формирования хлоридно-натриевый. Их сопровождают сульфатно-хлоридно-натриевые, хлоридно-сульфатно-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, сульфатные воды и сульфатные конденсаты выщелачивания. На поверхности в области разгрузки глубинных гидротерм одновременно существующие минералообразующие растворы имеют различный состав, что и определяет широкие вариации вторичных гидротермальных минералов, в том числе глинистых. Значения физико-химических параметров растворов изменяются в пределах: T от 10° до перегретых; pH 1,5—8; минерализация 0,3—7,5 г/л; Cl^- от следов до 800 мг/л; SO_4^{2-} 1—5500 мг/л; HCO_3^- от следов до 750 мг/л; Na^+ от следов до 500 мг/л; K^+ от следов до 60 мг/л; NH_4^+ от следов до 400 мг/л; H_2SiO_3 100—400 мг/л. Полная характеристика всех типов термальных вод кальдеры Узон приводится Г. Ф. Пилипенко (1974).

В центре очага разгрузки при выходе термовыводящего канала на дневную поверхность изливаются хлоридно-натриевые воды. При отсутствии термовыводящего канала эти воды мигрируют в виде восходящего потока по порово-капиллярным пространствам. В близповерхностных условиях воды трансформируются вследствие фазовых превращений (вскипание—конденсация). По сравнению с другими типами вод коренные хлоридно-натриевые воды характеризуются максимальной минерализацией, высокой температурой, повышенными содержаниями Cl^- , Na^+ , K^+ , редких щелочей, B , As , SiO_2 . Вокруг очага разгрузки перегретой на глубине хлоридно-натриевой воды образуются ареалы сульфатно-хлоридно-натриевых и сульфатных вод более сложного состава, формирование которых связано с окислением сернистых соединений и серы. Воды гидрокарбонатного состава разгружаются на периферии термальных полей в зоне относительно пониженных температур. Оконтуриваются термоаномалии маломинерализованными конденсатными гидрокарбонатными и сульфатными водами. Рассмотренные воды в литогенетическом отношении являются в разной степени минералообразующими растворами.



Фиг. 1. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе Центрального поля Узонской термоаномалии

1 — глина; 2—8 — туфы: 2 — пелитовый пепловый, 3 — алевропсаммитовый пеплово-пемзовый, 4 — псаммитовый пеплово-пемзовый, 5 — псефит-псаммитовый пемзовый, 6 — псефито-псаммитовый пемзовый более основной, 7 — псефитовый пемзовый, 8 — суспензированный; 9—10 — тейфроды: 9 — кальдерный, 10 — аргиллизированный кальдерный; 11 — гравелит; 12 — термоизогипсы, °С; 13—15 — номера: 13 — ручной скважины, 14 — шурфа, 15 — пробы; 16—29 — ассоциации минералов: 16 — каолининовая, 17 — каолинит-галлуазитовая, 18 — монтмориллонит-каолининовая, 19 — цеолит-каолинит-монтмориллонитовая, 20 — монтмориллонит — смешанослойный каолинит-монтмориллонит, 21 — смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая, 22 — хлорит-монтмориллонитовая, 23 — смешанослойная слюда-монтмориллонитовая, 24 — гиббсит-каолининовая, 25 — смешанослойная монтмориллонит-каолининовая, 26 — алуниит-каолининовая, 27 — опаловая, 28 — рудная (скородит, реальгар, антимонит, аурипигмент, пирит, киноварь) 29 — почва

В геологическом отношении Центральное поле Узона представляет собой воронку взрыва глубиной порядка 100 м, выполненную озерно-кальдерными отложениями. Эти отложения состоят из обломков дацитов, базальтов и их шлаков, и пеплово-пемзовыми и пемзовыми туфами, а также тейфроидами (фиг. 1). В пределах воронки располагается линейная зона тектонического дробления северо-восточного простирания с системой оперяющих трещин. Тектонические нарушения трассируются на поверхности термального поля различными гидротермальными проявлениями: кипящими источниками, грифонами, грязевыми котлами и грязевыми вулканами

чиками. Воздействие гидротермальных растворов на вмещающие породы приводит к их глинизации. Гидротермальный литогенез осуществляется при разгрузке термальных вод на участках пониженного рельефа.

На фиг. 1 приведена схема распространения гидротермальных минералов на Центральном поле Узонской термоаномалии (полигон 1).

В центре очага разгрузки хлоридно-натриевых вод на поверхности (скв. Р-8) основным глинистым минералом является монтмориллонит. По мере удаления от центра разгрузки к периферии в гидротермально-измененных породах отмечается возрастание роли минералов каолининовой группы. На некоторой глубине в местах распространения хлоридно-натриевых вод, среди глинистых минералов всегда господствует монтмориллонит. Однако существует разница в составе монтмориллонита, распространенного в зоне подъема свободных глубинных хлоридно-натриевых растворов по термовыводящим каналам и в зоне миграции этих вод по порово-капиллярным пространствам. В первом случае отмечается развитие натриевой формы монтмориллонита, во втором — магниевой или смешанной натриево-магниевой (Ерошев-Шак и др., 1977). Развитие монтмориллонита наблюдается глубже изотермы 100° . Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем приповерхностного вскипания термальных вод. Формируется монтмориллонит при взаимодействии первичного осадка с хлоридно-натриевым раствором с параметрами: pH порядка 7—7,5, $T \geq 100^{\circ}$, концентрация Na около 1500, $H_2SiO_3 > 400$, $Al > 1$ мг/л. Концентрации отдельных компонентов хлоридно-натриевого раствора до взаимодействия с первичными минералами породы иные, чем в изученном «отработанном» растворе (Ерошев-Шак, 1978). Монтмориллонит образуется при взаимодействии хлоридно-натриевых растворов с кислым вулканическим стеклом, входящим в состав скелета пемзового материала и пепловой витрокластики, с плагиоклазами, представленными в основном андезином и лабрадором, с пироксенами, представленными гиперстеном и авгитом, и с этими же компонентами, входящими в состав обломков дацитовых лав и прочего материала, встречающегося в незначительных количествах.

В разрезе над изотермой 100° распространены минералы группы каолинита. Нижняя граница развития каолинита контролируется уровнем приповерхностного вскипания и уровнем начала конденсации пара. Эти термодинамические и фазово-энергетические уровни определяют трансформацию хлоридно-натриевых вод в другие химические типы, в том числе в кислые воды, под действием которых и происходит образование минералов каолининовой группы. Верхняя граница развития каолинита проводится по подошве формирующегося здесь рудного горизонта или по подошве опалитов, возникающих под действием более кислых сульфатных вод. Каолинит образуется при взаимодействии сульфатно-хлоридно-натриевых и других кислых растворов при $T < 100^{\circ}C$ с тем же материалом, что и в случае образования монтмориллонита.

Границы зон распространения глинистых минералов расплывчатые, нечеткие из-за пульсационного характера самых глубинных термальных вод и разбавляющего и окисляющего действия на них нестабильных атмосферных осадков. Глинистые минералы сначала развиваются как цемент обрастания, а затем как цемент базального типа.

Для верхних частей разреза характерно развитие интенсивных процессов окисления растворов и соответственно кислотного выщелачивания пород. Здесь формируются опалиты и рудный Fe—As—Sb—Hg-сульфидный горизонт. Обогащение кремнеземом осуществляется как за счет приноса Si глубинными водами, так и в результате концентрации его при выщелачивании катионов из вмещающих пород. Концентрации рудных элементов — Fe, As, Sb, Hg и др. возникают при разгрузке гидротер-

мальных растворов в условиях резкой смены их физико-химических параметров (Карпов, Павлов, 1976).

Характерной особенностью гидротермального литогенеза в кальдере Узон является одноактность гидротермального изменения пород и рудо-накопления, а также сопряженность областей питания и разгрузки гидротермальных растворов. Все это способствовало созданию классического профиля от монтмориллонитовой зоны с цеолитами внизу разреза, через каолинит в средней части до опалитов и рудного горизонта вверх.

Геологическое положение Долины Гейзеров, на относительно приподнятой юго-восточной периферии Узон-Гейзерной структуры, где развиты более древние озерные отложения, и повышенные кондуктивные тепловые потоки ($600\text{--}2000 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$) определили некоторую специфику гидрогеологических условий и соответственно гидротермального литогенеза.

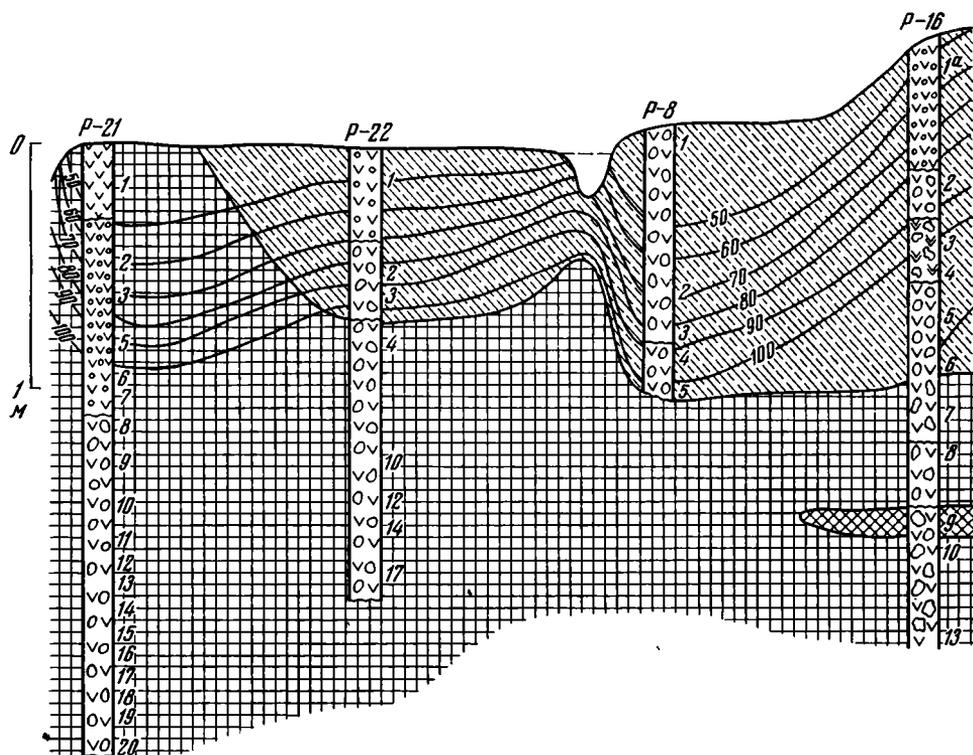
В районе Долины Гейзеров выделено три водоносных горизонта (Конов, 1965). Первый располагается в верхней части разреза и приурочен к риолитам и риолит-порфирам. Воды этого горизонта слабоминерализованные, слегка кислые с небольшим содержанием SO_4^{2-} и HCO_3^- . Нижним водоупором для них служат агломератовые туфы. Второй горизонт вмещает пеплово-пемзовые и агломератовые туфы. Воды в нем безнапорные, поровой и трещинной циркуляции. Состав их гидрокарбонатный, минерализация $0,1\text{--}0,2 \text{ г/л}$, $T \approx 10^\circ$, $\text{pH} \approx 7$. Третий водный горизонт вмещают пеплово-пемзовые туфы и туфобрекчии. Это термальные напорные воды порово-пластовой и порово-трещинной циркуляции. Состав их разнообразный.

По генезису термальные воды подразделяются на гейзерные и конденсатные. Химический состав гейзерных вод зависит от степени смещения глубинного флюида с поверхностным и варьирует от хлоридно-натриевого состава (гейзер Тройной) до сульфатно-хлоридно-натриевого (гейзер Фонтан). Широко распространены конденсатные воды. Они имеют основное значение в гидротермальном литогенезе. Конденсатные воды представляют собой трансформированные в близповерхностных условиях хлоридно-натриевые растворы и по составу близки к гейзерным водам. Они распространены выше уровня вскипания — конденсации и подвержены порово-капиллярной миграции. В химическом отношении конденсатные воды являются растворителем, обогащающимся на контакте с породой компонентами растворенного материала. В пределах Долины Гейзеров в отличие от Узона вся толща туфов еще до воздействия современных гидротермальных растворов претерпела гидротермальные изменения, приведшие к хлоритизации и отчасти к адуляризации (пропилитизация). При формировании долины р. Гейзерной эрозией вскрыты и выведены на поверхность глубинные горизонты пепловых и пеплово-пемзовых хлоритизированных туфов андезито-дацитового состава, имеющих различную структуру. Гидротермальный литогенез осуществляется здесь в условиях крутых склонов. Гидротермально-измененные породы Долины Гейзеров характеризуются повышенными содержаниями Fe, достигающими до 15%, локализованными в верхних частях разреза. Fe входит в состав гетита, гидрогетита, реже гематита.

На фиг. 2 представлена схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов района Больших Гейзеров (полигон 2). По составу глинистых минералов профиль бizonальный. Нижняя часть разреза слагается монтмориллонитом с реликтами хлорита, верхняя часть (на склоне) — смешанослойным каолинит-монтмориллонитом.

Монтмориллонит замещает скелетную часть пемз, выполняет поровые пространства в них, а также развивается по хлориту и другим темноватым минералам. Выделяются три генерации монтмориллонита, различающиеся по интерференционной окраске, цвету и размерам: монтмориллонит, замещающий пемзовую ткань, представлен слюдоподоб-

ными чешуйчатыми агрегатами с относительно высоким двупреломлением; монтмориллонит, развивающийся в пустотах и в цементе, образует тонкодисперсную массу, местами раскристаллизованную в виде игольчатых кристаллов с серыми цветами интерференции, и, наконец, монтмориллонит в виде зеленого тонкодисперсного чешуйчатого минерала с серыми цветами интерференции, развивающийся при изменении фемических минералов. Местами монтмориллонит, развивающийся по вулканическому стеклу, характеризуется малиновой окраской.

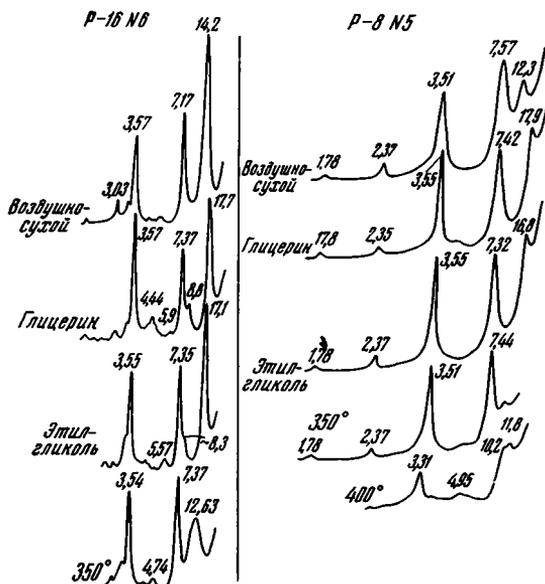


Фиг. 2. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе Долины Гейзеров. Условные обозначения см. на фиг. 1

На дифрактограммах монтмориллонита фиксируется сильное базальное отражение с $d(001) = 14,7 \text{ \AA}$. После насыщения препарата глицерином $d(001)$ увеличивается до 18 \AA и появляется серия слабых рефлексов с $d(001)$, равными $8,8; 6,0; 4,4; 3,5; 2,96 \text{ \AA}$ и др., близкая целочисленной с $d(001) = 17,6 \text{ \AA}$. После прокаливания при 550° на дифрактограммах отмечается сокращение $d(001)$ до $9,7 \text{ \AA}$. На некоторых дифрактограммах выделяется субпериод, соответствующий межплоскостному расстоянию порядка $29\text{--}30 \text{ \AA}$. Эти же образцы, насыщенные глицерином или этиленгликолем, характеризуются отсутствием субпериода. По-видимому, эффект субпериода возникает вследствие дифракции от монтмориллонитов трех генераций, имеющих разную структурную упорядоченность, исчезающую при внедрении в межслои крупных органических молекул.

В измененных туфах, расположенных на крутых склонах Долины Гейзеров, среди глинистых минералов распространен смешанослойный каолинит-монтмориллонит. На фиг. 3 приводятся дифрактограммы двух типичных образцов смешанослойного минерала с соотношением каоли-

нитовых слоев от 80 до 85% и монтмориллонитовых от 15 до 20% (обр. P-16 № 6 и P-8 № 5 соответственно). На дифрактограмме исходного обр. P-16 № 6 отмечаются рефлексы с $d=14,2$ Å (монтмориллонит) и с $d=7,17$ и $3,57$ Å. Последние два можно было бы диагностировать как каолининовые, однако после насыщения глицерином $d=7,17$ Å увеличивается до $d=7,37$ Å, а после прокаливания до 350° $d=7,35$ Å, т. е. d для этого базального отражения практически остается постоянным. Отмеченное свойство характерно для смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонитового состава с фактором ближнего порядка $S=0$ и с



Фиг. 3. Рентгеновские дифрактограммы смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов. Места отбора образцов см. на фиг. 2

соотношением вероятностных коэффициентов встречаемости (ω) каолининовых и монтмориллонитовых слоев, равным 0,85:0,15 (Дриц, Сахаров, 1976). В обр. P-8 № 5 монтмориллонитовой фазы значительно меньше, а смешанослойный каолинит-монтмориллонитовый минерал имеет базальные отражения с $d=7,57$ и $3,51$ Å. После насыщения глицерином межплоскостное расстояние, соответствующее первому отражению, сокращается до $7,42$ Å. После прокаливания до 350° наблюдается аналогичное сокращение межплоскостного расстояния до $7,44$ Å. В этом образце $\omega_n:\omega_m=0,80:0,20$, т. е. отмечается несколько большее содержание монтмориллонитовых слоев.

В настоящее время монтмориллонит в Долине Гейзеров образуется под воздействием современных гидротермальных растворов хлоридно-натриевого состава на обломки вулканического стекла, иногда хлоритизированного, фенокристаллы пироксенов и плагиоклазов. Механизм образования монтмориллонитовых минералов такой же, как на Узоне — растворение первичных минералов и кристаллизация монтмориллонита из растворов, возникающих на границах растворения. Помимо синтеза монтмориллонита не исключается и трансформационный механизм его образования при изменении хлорита под действием гидротермального раствора.

Смешанослойный каолинит-монтмориллонит выполняет поры и каверны растворения, а в ряде случаев слагает всю ткань бывшего туфа, а монтмориллонит — только отдельные участки, запечатанные кварцем.

Такой характер развития минералов свидетельствует об их синтезе из гидротермального раствора. Смешанослойный каолинит-монтмориллонит встречается исключительно выше уровня приповерхностного вскипания, в зонах распространения разбавленных близнейтральных конденсатных вод, распространенных на крутых склонах долины. Механизм образования смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов воспроизведен экспериментально (Булатов и др., 1977). Авторами получена серия смешанослойных каолинит-монтмориллонитов в результате кислотного выщелачивания флогопита децинормальным раствором HCl. В начале эксперимента отмечался процесс трансформации флогопита, а затем контролируемое растворение и синтез смешанослойного каолинит-монтмориллонита.

ПАУЖЕТСКАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА (ПОЛИГОН 3)

Паужетская гидротермальная система расположена на южной Камчатке и приурочена к западной части Паужетской вулканотектонической депрессии, формирование которой связано с алнейским вулканизмом в позднемиоценовое — раннеплейстоценовое время. Депрессия развита на площади 500 км² и представляет собой котловину глубиной до 600 м. Она выполнена вулканогенно-осадочным материалом, слагающим три структурных яруса. Нижний ярус, относящийся к олигену — среднему миоцену, представлен туфогенными песчаниками и спекшимися туфами дацитов (анавгайская серия); средний ярус, соответствующий плиоцену — нижнему плейстоцену — туфами, туфобрекчиями и обломками андезитов и базальтов. Это паужетская свита, вмещающая гидротермальную систему. Верхний ярус относится к позднему верхнему плейстоцену и сложен алевропелитовыми пемзовыми туфами с прослоями торфов (Белоусов и др., 1976).

Паужетская гидротермальная система представлена напорными термальными водами, залегающими в водоносном горизонте анавгайской серии и паужетской свиты. Среди вод системы выделяются глубинные хлоридно-натриевые и их конденсатные дифференциаты — сульфатные и гидрокарбонатные воды. Хлоридно-натриевые воды характеризуются рН 7—8,2, общей минерализацией порядка 2,8—4,1 г/л, содержанием кремнистой кислоты до 814 мг/л. Тепловые потоки здесь порядка 40—50 мккал/см²·сек. Конденсатные воды возникают в трещинных зонах выше уровня вскипания хлоридно-натриевых гидротерм. Формирование этих вод происходит при тепловых потоках 200—300 мккал/см²·сек. Образуясь в результате смешения пара, отделившегося от хлоридно-натриевых терм, с холодными тальми водами, конденсатные воды имеют рН 5,5—6,0, более низкую минерализацию и являются хорошим растворителем силикатных минералов. Распространены они в приподнятых в пределах Камбального хребта отложениях паужетской свиты и в вышележащих отложениях верхнего яруса. В настоящей работе приводятся результаты изучения гидротермально-измененных пород района Северо-Камбальных паровых струй (полигон 3), находящихся гипсометрически выше основной разгрузки хлоридно-натриевых вод. Эти породы обнажаются на крутом склоне распадка ниже круглогодичного снежника. На дневную поверхность выходят паровые струи и мелкие горячие источники. Паровая фаза здесь преобладает над жидкой. Паровые струи локализируются в верхней части склона, источники приурочены к его подножию. Распространение гидротерм ограничено уровнем талых пресных вод, залегающим на некоторой глубине. В близповерхностных условиях на крутых склонах осуществляется конденсация пара и смешение конденсата с тальми поверхностными водами.

Породы паужетской свиты в районе полигона 3 представлены пемзовыми и пелловыми туфами разной размерности, от алеврито-псаммито-

вой до псефитовой. Глинизация их приурочена к трещинам в породах различного генезиса и размера. В туфах широко развит хлорит. Этот минерал часто замещает пироксен, развивается по скелету пемз и по трещинам спайности плагиоклазов, иногда слагает отдельные участки цемента. На современной стадии гидротермального литогенеза в субповерхностных условиях хлорит неустойчив и замещается другими глинистыми минералами. По-видимому, хлоритизация здесь предшествовала современной аргиллизации. Ассоциация хлорита с адуляром позволяет отнести хлоритизацию к пропилитизации, которая представляет более высокотемпературную стадию изменения пород.

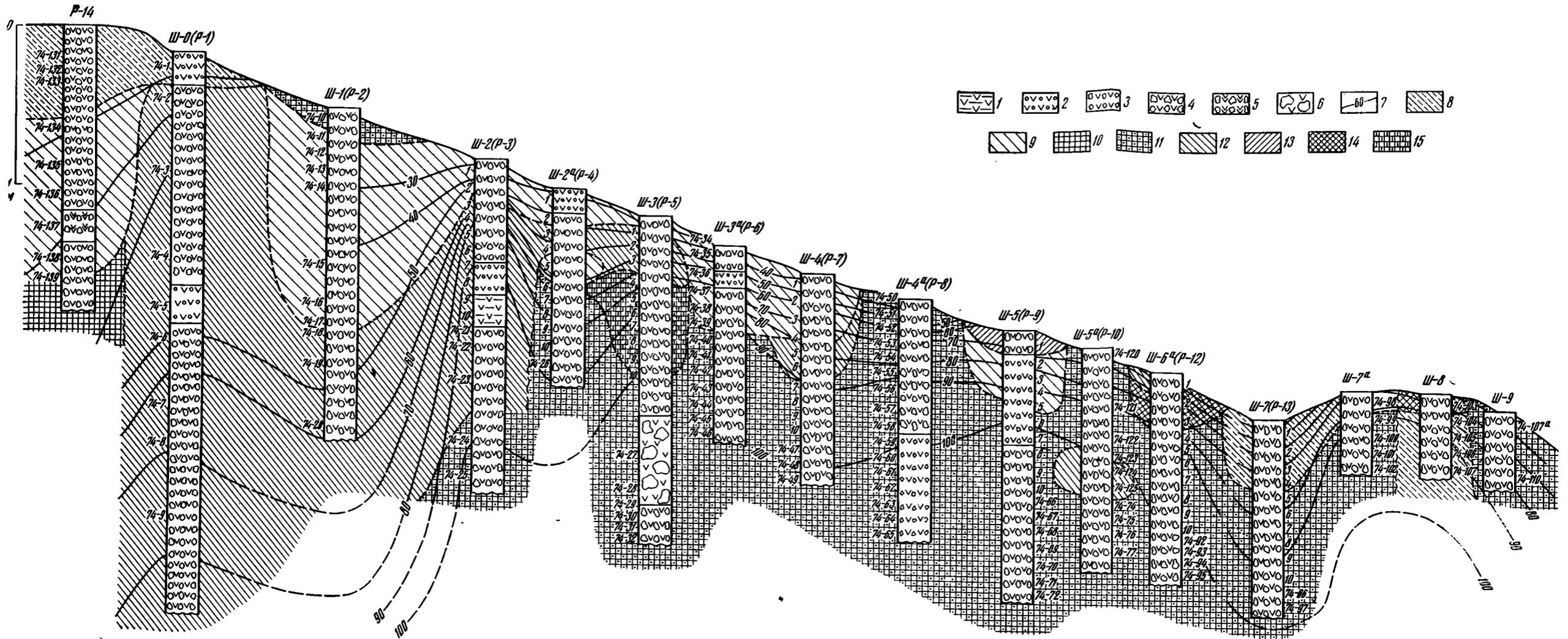
Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, реже галенитом, образующими скопления в виде вкрапленных руд, приуроченных к верхним частям разреза.

На фиг. 4 представлена схема распространения гидротермальных минералов в разрезе термального поля Северо-Камбальных паровых струй. В 1970 г. здесь были вскрыты четыре термовыводящие трещины в районах шурфов 3, 5 и 8. В 1974 г. термовыводящие трещины наблюдались около шурфов 0, 2, 4 и 8. Это свидетельствует о высокой динамичности гидротермальной системы.

Хлорит-монтмориллонитовая ассоциация развита в более высокотемпературной области склона. Туфы, обнажающиеся у подножия крутого склона и лишённые делювиального покрова, содержат хлорит-монтмориллонитовую ассоциацию с вкрапленной полиметаллической рудной минерализацией. Каолинит распространён на той части склона, где $T < 100^\circ$. Смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования встречаются на участках с $T = 20-50^\circ$, в зоне смешения конденсата с грунтовой талой водой в пределах пронизываемых пемзовых отложений (скв. Р-14, шурфы 1, 2, 2а, 3, 3а и 4) или выполняют карманы в рельефе (делювий, шурфы 5 и 7). В первом случае эта область генерации каолинит-монтмориллонита, во втором — область его аккумуляции. Смешанослойный монтмориллонит-каолинит распространён в зоне подъёма по трещинам хлоридно-натриевых вод и их конденсации и смешения с талыми водами в более высокотемпературных условиях ($70-100^\circ$), нежели смешанослойный каолинит-монтмориллонит ($< 70^\circ$). Монтмориллонит, как правило, приурочен к реликтам хлорита. Количество монтмориллонита в туфах, содержащих хлорит-монтмориллонитовую ассоциацию минералов, увеличивается к верхним горизонтам пород. Скажиной Р-14 вскрываются пеллово-пемзовые туфы псаммитовой структуры, содержащие монтмориллонит (хлорита же здесь не обнаружено), который замещает вулканическое стекло скелета пемз и пепла. В настоящее время для этих туфов $T \leq 40^\circ$. По-видимому, монтмориллонит в них образовался ранее при более высоких температурах ($\sim 100^\circ$) по механизму, описанному для кальдеры Узон (Ерошев-Шак, Ильин, 1978). И наконец, в туфах при $T = 60-80^\circ$ формируется гиббсит, который заполняет поры и трещины в гидротермально-изменённых породах. В породах, вскрытых шурфом 8, гиббсит встречен во вторичном залегании в делювии.

По преобладающему в ассоциации минералу в разрезе изменённых туфов Северо-Камбальных струй выделяется несколько последовательных зон глинистых минералов: монтмориллонитовая (около 100°), смешанослойная монтмориллонит-каолинитовая ($100-70^\circ$), смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая ($< 70^\circ$), каолинитовая ($< 100^\circ$) и гиббситовая ($80-60^\circ$).

Наиболее высокотемпературной нижней зоной аргиллизации является монтмориллонитовая. Все фрагменты туфов, в которых развит монтмориллонит, им замещены. В виде реликтов отмечается оливин, пироксены, плагиоклазы и хлорит. Цемент порового и базального типа сложен мелкочешуйчатым монтмориллонитом. Монтмориллонит образует



Фиг. 4. Схема распространения ассоциаций гидротермальных минералов в разрезе термального поля Северо-Камбарских паровых струй

1 — глина, 2 — алевропсаммитовый пеллово-пемзовый туф, 3 — псаммитовый туф, 4 — псефо-псаммитовый туф, 5 — псефо-псаммитовый туф, более основной, 6 — псефитовый туф. 7 — изотермы; ассоциации минералов: 8 — монтмориллонит — смешанослойный каолинит-монтмориллонит, 9 — смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая, 10 — монтмориллонитовая, 11 — хлорит-монтмориллонитовая, 12 — каолинитовая, 13 — смешанослойная слюда-монтмориллонитовая, 14 — гиббсит-каолинитовая, 15 — смешанослойная монтмориллонит-каолинитовая

жаемки вокруг фенокристаллов пироксенов и плагиоклазов, выполняет пустоты, оставшиеся от растворения этих минералов, замещает хлорит, который ранее образовывал цемент в туфах, развивается по вулканическому стеклу пемз и пепла, выполняет трещины и поры в измененной породе. В местах подъема глубинных хлоридно-натриевых парогидротерм верхняя граница распространения этого минерала ограничена изотермой 100°. Из-за сильной изменчивости динамики гидротермального режима Северо-Камбальных струй во времени и пространстве эта закономерность прослеживается лишь на свежих проколах и затушевывается при закрытии трещин.

Следующей является зона развития смешанослойного монтмориллонит-каолинита. Туфы, в которых распространены эти минералы, состоят из обломков эффузивов и фенокристаллов, погруженных в массу более мелких осколков кристаллов и более мелких обломков эффузивных пород. Среди обломков кристаллов преобладает андезин, реже лабрадор. Связующая масса на отдельных участках утратила свою обломочную структуру, замещена агрегатами смешанослойного монтмориллонит-каолинита. Глинистый минерал развивается по крупным обломкам и кристаллам, проникая в них по трещинам. Темноцветные минералы обломочной части породы почти нацело замещены смешанослойным монтмориллонит-каолинитом, плагиоклазы сохранились лучше. Поровые пространства также выполнены этим минералом, образующим более крупные таблитчатые кристаллы. Структура глинистого цемента чешуйчато-волоконистая. На дифрактограммах смешанослойный монтмориллонит-каолинит имеет рефлексы в малоугловой области с $d=14,25 \text{ \AA}$ (обр. Ш-3 № 7), $13,6 \text{ \AA}$ (обр. Ш-3 № 6) и $13,8 \text{ \AA}$ (обр. Ш-3 № 5) и ряд слабых рефлексов низших порядков. Первые рефлексы характеризуются плавным спадом интенсивностей в сторону больших бреговских углов. При насыщении этиленгликолем значения d названных рефлексов соответственно увеличиваются до $18,0$, $17,2$ и $17,0 \text{ \AA}$, а после прокалывания при 350° появляется серия интенсивных отражений низших порядков. На ИК-спектрах образцов смешанослойного монтмориллонит-каолинита отмечается полоса 3710 см^{-1} , характерная для водородных связей слоев 1:1 каолинита. Согласно теоретическим расчетам дифракционных рефлексов смешанослойных минералов с монтмориллонитовыми и каолинитовыми слоями (Дриц, Сахаров, 1976), минерал, найденный в районе Северо-Камбальных струй, характеризуется $S=0$ и $\omega=0,65-0,70; 0,35-0,30$. Смешанослойные монтмориллонит-каолиниты образуются в различных породах при T минералообразующих растворов от 70 до 100° .

Зона смешанослойного каолинит-монтмориллонита наиболее распространена в приповерхностных условиях. Наибольшая мощность этой зоны наблюдается на участках, характеризующихся пониженным градиентом температур, т. е. в некотором удалении от термовыводящих каналов. Породы, содержащие смешанослойный каолинит-монтмориллонит, представлены различными туфами. Туфы участков сильно изменены, а участками свежее с неизменными осколками кристаллов плагиоклазов и пироксенов. На участках замещения смешанослойный каолинит-монтмориллонит развивается по обломкам кристаллов, причем, несмотря на замещения, форма последних сохраняется. В туфах с обломками пемз каолинит-монтмориллонит развивается как по стеклу скелета пемз, так и в порах и в цементе. Минерал, замещающий обломки пироксенов и плагиоклазов, образует относительно крупные агрегаты. В таблице приводятся основные межплоскостные расстояния смешанослойных каолинит-монтмориллонитовых минералов. На ИК-спектрах смешанослойных каолинит-монтмориллонитов выделяются все три водородные связи каолинита, имеющие полосы 3710 , 3670 и 3640 см^{-1} , а также полосы 1640 и 1450 см^{-1} , указывающие на колебания молекул воды в межслоях 2:1. Смешанослойные каолинит-монтмориллониты образу-

**Межплоскостные расстояния каолинит-монтмориллонитовых минералов (А)
и коэффициент встречаемости каолинитовых и монтмориллонитовых слоев**

Номер образца	d_1	d_2	d_1^*	d_2^*	d_1^{**}	d_2^{**}	ω (Дриц, Сахаров, 1976)
74-9	7,25	3,57	7,19	3,57	7,3	3,57	0,90:0,10
74-2	7,9	3,55	7,3	3,55	7,4	3,55	0,85:0,15
74-16	7,3	3,56	7,3	3,55	7,4	3,55	0,85—0,15.
III-2 № 4	7,3	3,53	7,3	3,53	7,2	3,54	0,85:0,15
III-2а № 1	7,9	3,53	7,7	3,53	7,6	3,52	0,75:0,25
74-35	7,9	3,50	7,5	3,53	7,6	3,52	0,70:0,30
III-5 № 2	8,6	3,34	7,70	3,50	8,0	3,46	0,70:0,30
74-37	8,8	3,38	7,95	3,55	10,3	3,30	0,65:0,35

* После обработки этиленгликлем.

** После прокалывания до 350° (тест для смешанослойных каолинит-монтмориллонитов).

ются под действием слабокислых конденсатных вод, разбавленных та-
лыми грунтовыми водами при $T=70-20^\circ$.

Каолинит на крутых склонах весьма редок, на поверхности не встре-
чен. Область генерации его наблюдается в верхней пологой части скло-
на на глубине от 30 и глубже 300 см (скв. Р-1). В районе подъема паро-
гидротерм каолинит распространен выше изотермы 100°, т. е. выше уров-
ня вскипания — конденсации, в различных породах. В малоизмененных
туфах он замещает периферические части зерен пироксенов и плагио-
клазов и развивается по краям обломков вулканического стекла, обра-
зуя цемент обрастания. В сильно измененных породах каолинит заме-
щает всю ткань, в глинистом цементе базального типа улавливаются
контуры обломочных минералов, также замещенных каолинитом.

Гиббсит формируется в приповерхностных условиях в зоне интенсив-
ного промывного режима слабокислыми водами с $pH \approx 6$, $T=60-80^\circ$ и
содержании H_2SiO_3 около 50 мг/л. Гиббсит выполняет поровые прост-
ранства и трещины в породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены разнообразные проявления наземного гидротермального
литогенеза. У подножий массивов гидротермальный литогенез контро-
лируется интенсивностью разгрузки термальных вод. В условиях повы-
шенных участков рельефа паровые струи преобладают над термаль-
ными водами. Количественные взаимоотношения гидротермальный
пар — термальная вода различных химических типов порождают разные
гидротермальные минералы. Механизм гидротермального литогенеза в
приповерхностных наземных условиях имеет двойственный характер.
Во-первых, непосредственно из гидротермального раствора при измене-
нии его физико-химических параметров происходит высаживание
некоторых компонентов и синтез минералов. Во-вторых, этот же гидро-
термальный раствор воздействует на породообразующие минералы, рас-
творяет их, обогащается компонентами растворенного материала, и на
границах раствор — минерал идет кристаллизация глинистых минера-
лов. Первым способом образуются рудные минералы и опалиты, вто-
рым, как уже было сказано, — глинистые минералы. Состав глинистых
минералов, образующихся при гидротермальном литогенезе, не зависит
от петрографического типа и структуры материнских пород. Особенности
петрографического состава изменяющихся пород сказываются лишь на
устойчивости первичных минералов. Общеизвестно, что в щелочных гид-
ротермальных растворах преимущественно растворяются кислые мине-
ралы, а в кислых условиях — более щелочные минералы. При действи-
и на материнские породы щелочных хлоридно-натриевых вод формиру-
ются монтмориллонитовые минералы, в условиях кислых сульфатных
вод — минералы каолинитовой группы, и наконец, конденсаты хлоридно-

натриевых вод, разбавленные пресными тальми водами, дают начало смешанослойным минералам каолинит-монтмориллонитового состава.

Гидротермальный литогенез, осуществляющийся в условиях пониженного рельефа, протекает под действием разгружающихся термальных вод; при этом возникает вертикальная зональность, обусловленная развитием монтмориллонита в более высокотемпературных условиях внизу разреза и каолинита — в верхней его части. На крутых склонах возвышенных вулканических массивов литогенез контролируется гидротермальным паром и конденсатом, разбавленным пресными водами. Здесь вместо каолинита образуется серия неупорядоченных смешанослойных минералов каолинит-монтмориллонитового состава, характеризующихся содержанием монтмориллонитовых слоев от 10 до 35 и около 70%. Обычным продуктом гидротермального субповерхностного литогенеза является гиббсит, который образуется в верхних частях разреза. Характерная особенность гидротермального литогенеза — формирование рудной металлогенической специализации. Так, породы кальдеры Узон вмещают As—Hg-оруденение, породы Долины Гейзеров — Fe, породы Северо-Камбальных струй — железо-полиметаллическое. Рудные минералы или локализуются в виде отдельного горизонта на поверхности измененных пород, или образуют вкрапленность, также тяготеющую к верхам разреза.

Таким образом, основными процессами приповерхностного гидротермального литогенеза являются глинизация осадочных и вулканогенно-осадочных образований и обогащение их рудными компонентами. Состав глинистых минералов определяется химическим составом и физико-химическими параметрами гидротермальных растворов и не зависит от петрографического типа изменяющихся пород. Физико-химические параметры парогидротерм во многом зависят от ландшафтных условий их разгрузки.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. И., Сугрбов В. М., Сугрובה Н. Г. Геологическое строение и гирогеохимические особенности Паужетской гидротермальной системы. — В сб.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976.
- Булатов К. В., Градусов Б. П., Зотов А. В. Экспериментальные исследования закономерностей формирования смешанослойных каолинит-сметкитовых минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
- Ерощев-Шак В. А., Ильин В. А. Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка). — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4.
- Ерощев-Шак В. А., Набоко С. И., Карпов Г. А. и др. Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон). — В сб.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., «Наука», 1977.
- Ильин В. А. Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М., «Наука», 1977.
- Ильин В. А. К вопросу исследования энергетического баланса современных гидротермальных систем (в связи с гидротермальным метаморфизмом пород). — В сб.: Современные гидротермы и минералообразование. М., «Наука», 1977.
- Карпов Г. А., Павлов А. Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.
- Пилшпенко Г. Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. — В сб.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Наука», 1974.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., «Наука», 1960.
- Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета. — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
- Тимофеев П. П., Шербаков А. В. Проблемы гидрохимии литогенеза. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.

УДК 551.35(263)

СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ ЖЕЛОБОВ ПУЭРТО-РИКО И КАЙМАН

Г. Н. ЕЛЬЦИНА, Н. Г. ЛОЗОВАЯ

В глубоководных желобах Карибско-Мексиканского района присутствуют осадки двух различных генетических комплексов. На склонах желобов на глубинах до 4000 м формируются нормально осаждающиеся илы. Дно желобов покрывают турбидитные илы, содержащие маломощные прослои песков и алевритов. Детальное исследование вещественно-генетического состава турбидитных осадков позволяет выделить в них горизонты разных турбидитных циклов и объяснить их высокую известковистость. Основным фактором, определяющим темпы и характер осадконакопления в желобах, является фактор сноса. За счет постоянно действующего гравитационного сноса со склонов темпы накопления нормального осадочного материала на дне желобов в 1,5—2,7 раза выше, чем над их верхней бровкой. Скорости осадконакопления в желобах еще более значительно увеличиваются в периоды активизации турбидитной деятельности.

В 14-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1973 г.) были собраны пробы современных осадков со дна глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Кайман. Результаты исследований их минералогического, гранулометрического, химического составов и характера карбонатности дали материал, позволивший сделать некоторые выводы относительно специфики осадконакопления в глубоководных желобах Карибского бассейна. В данной работе авторы пытаются осветить роль мутьевых потоков в формировании карбонатных осадков на глубинах, значительно превышающих критические, указанные для Атлантического океана, — 4000—6000 м, и сравнить темпы осадконакопления на дне желобов и над их верхней бровкой.

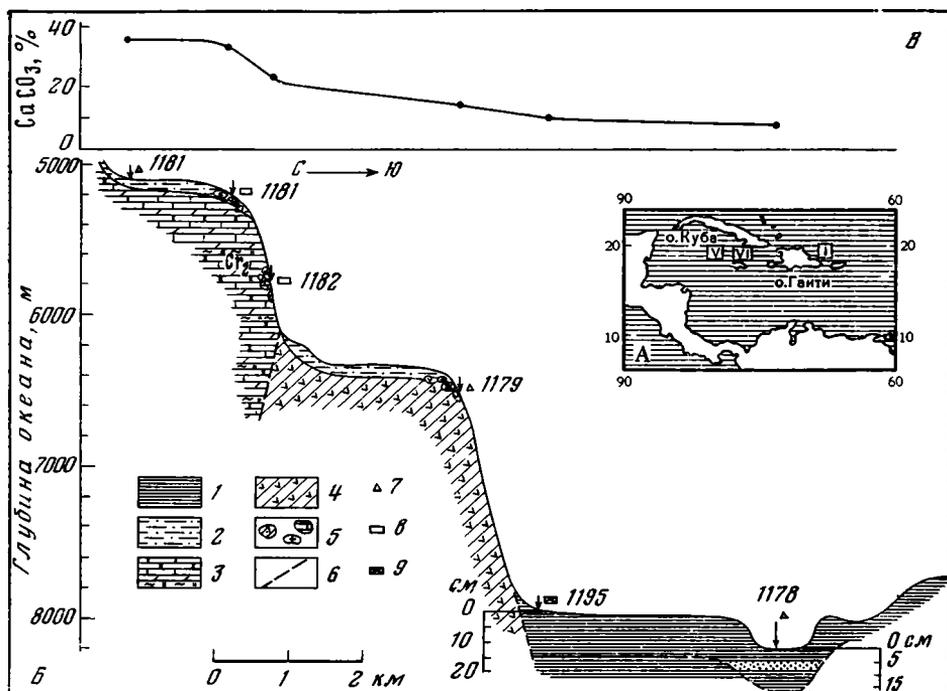
ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Изучены осадки 82 станций Карибского региона, из которых 42 расположены в глубоководных желобах и впадинах: 16 — в желобе Пуэрто-Рико, 17 — во впадине Бартлет и 9 — во впадине Ориенте желоба Кайман (Литвин, Ельцина, 1975). Описание дополнено исследованием минералогического состава осадков рентгенографическим (176 проб) и петрографическими (описано 218 шлифов-мазков, исследовано 32 иммерсионных препарата, изучен генетический состав карбонатов в 76 отмытках алевритовой части осадков) методами. Кроме того, использованы результаты химических определений CaCO_3 в осадках (66 проб) и данные силикатного химического анализа (20 проб). Гранулометрический тип осадков уточнен по результатам гранулометрического анализа (146 проб).

Большую часть Карибского бассейна покрывают современные карбонатные осадки. Максимальные содержания CaCO_3 характеризуют верхний слой осадков, распространенных на глубинах до 1000 м (>80% CaCO_3). На глубинах 1000—4000 м чаще всего присутствуют сильноизвестковые (50—80% CaCO_3) глобигериновые илы. Для глубин 4000—7000 м характерны терригенные слабоизвестковые (10—30% CaCO_3)

алеврито-пелитовые и иллитовые илы. В глубоководных желобах на глубинах около 7000 м и более верхний слой осадков мощностью до 45 см представлен коричневыми терригенными пелитовыми илами с содержанием CaCO_3 до 10%. Под терригенными илами поверхностного слоя залегают известковые и сильноизвестковые илы с прослойками сортированных песков и алевритов.

Желоб Пуэрто-Рико имеет крутые (6—20°) ступенчатые склоны и выровненное ложе шириной 2—4 км (Литвин, Ельцина, 1975). Полигон I (фиг. 1, А) расположен в самой глубокой западной части желоба. При-



Фиг. 1. Условия залегания карбонатных илов

А — схема района работ 14-го рейса НИС «Академик Курчатов»

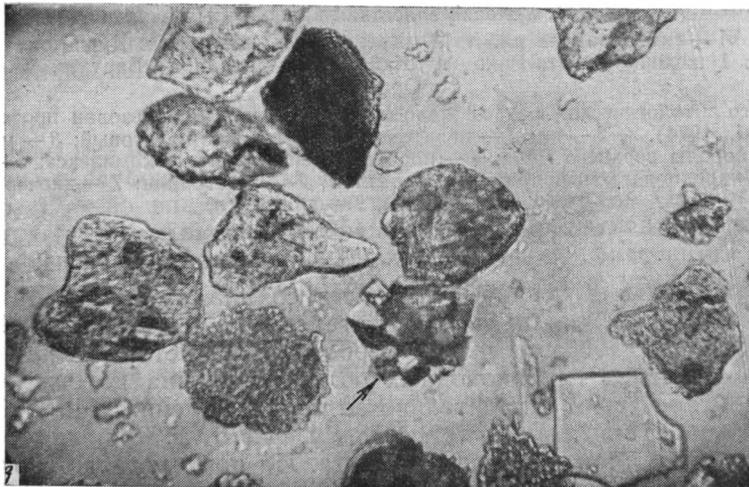
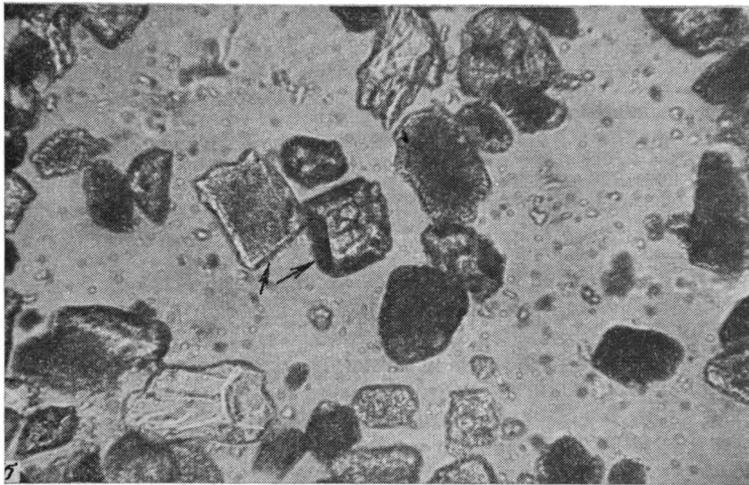
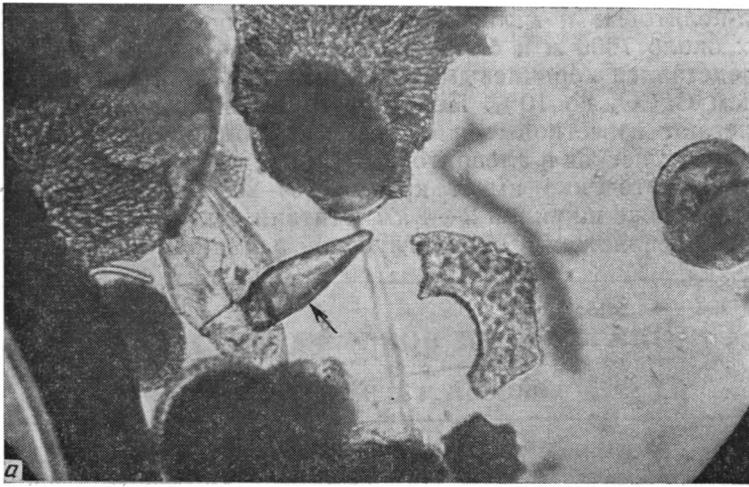
Полигоны: I желоба Пуэрто-Рико и Кайман; V — впадина Бартлет, VI — впадина Ориенте.

Б — геолого-литологический разрез желоба Пуэрто-Рико (использован профиль F—F₁, Meley et al., 1974). 1, 2 — ил: 1 — пелитовый, 2 — алеврито-пелитовый; 3 — метаморфизованные породы верхнего мела; 4 — породы зеленокаменного комплекса; 5 — обломки пород; 6 — предполагаемый продольный разлом; 7—9 — станции: 7 — дночерпательные, 8 — тралы, 9 — драги.

В — содержание CaCO_3 в верхнем слое осадков, %

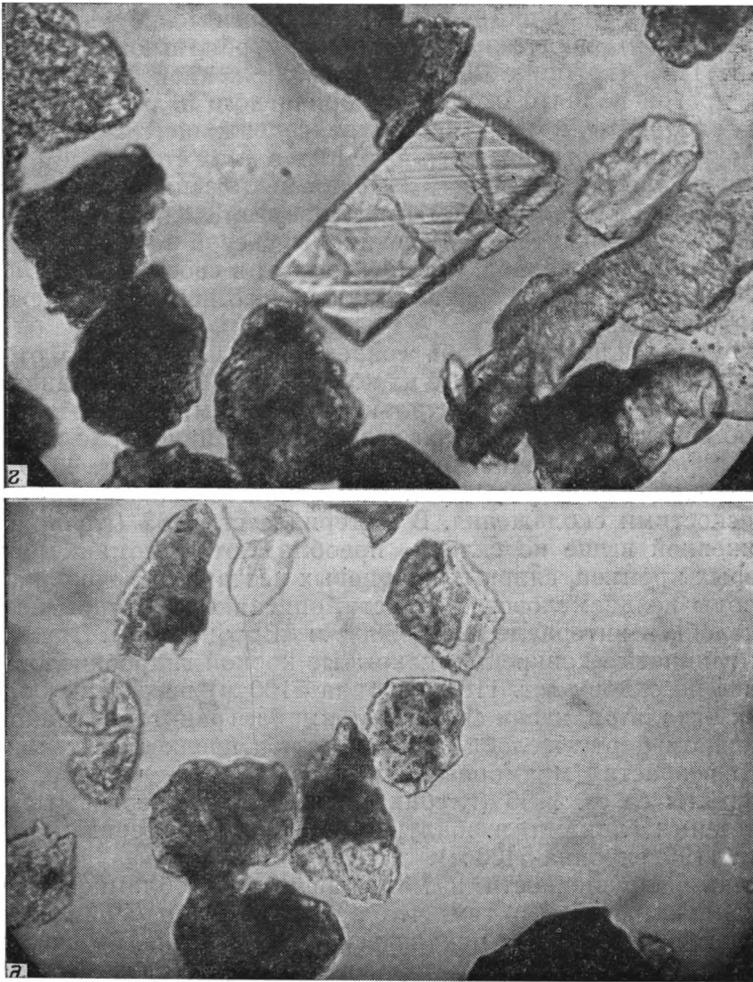
знаки мелководья в осадках, поднятых со дна желоба, неоднократно отмечались зарубежными исследователями (Murray, Renard, 1893; Heezen, Johnson, 1965). Высокая карбонатность четвертичных и дочетвертичных осадков глубоководных областей океана до сих пор является темой дискуссий относительно ее происхождения (Нау, 1970).

Дно желоба Пуэрто-Рико (ст. 1178, см. фиг. 1, Б, В) покрыто тончайшим пелитовым илом коричневого цвета. Ил почти нацело сложен глинистым веществом с реликтами сильнопелитизированных полевых шпатов и тонкорассеянным карбонатом, представленным остатками кокколитофорид. В алевритовой фракции (0,05—0,1 мм) полностью пелитизированные частицы (полевых шпатов?) составляют 39,7%, выветрелые зерна шпатов — 9,1, хлорит (по полевым шпатам) — 5,1, слюды — 3,5, кварц — 4,7, биогенный кремнезем (спикулы кремнистых губок и остат-



Фиг. 2. Абиогенные карбонаты в современных осадках

А — ромбоэдры аутигенного кальцита, прорастающие друг друга; николь один; $\times 20$; ст. 1243, глубина 6940 м, горизонт 116; *Б* — ромбоэдры аутигенного кальцита; николь один; $\times 100$; ст. 1178, глубина 8200 м, илы, горизонт 116; *В* — друза ромбоэдрических кристаллов аутигенного карбоната с совершенной спайностью; николь один; $\times 200$; ст. 1178, глубина 8200 м, илы, горизонт 116;



Фиг. 2 (Г, Д)

Г — ромбоэдры терригенного кальцита их мраморизованных известняков верхнего мела, видны полисинтетические двойники; николь один; $\times 400$; ст. 1178, глубина 8200 м, турбидитный песок, горизонт П6;

Д — окатанное зерно терригенного кальцита; николь один; $\times 100$; ст. 1267, глубина 6790 м, турбидитный песок, горизонт П6

ки радиолярий) — 1,3%. Кроме того, обнаружены пепловые частицы (1%), бесцветное вулканическое стекло, рутил, лейкоксен, обыкновенная роговая обманка, эпидот, циозит. Карбонаты представлены кальцитом скелетных обломков фораминифер (17,6%) и зернами аутигенного кальцита (15,6%). Фораминиферовый кальцит содержит 4,2 мол.% $MgCO_3$. Общая известковистость слоя 8,2 для верхней и 2% для нижней части; это намного выше, чем определено Юингом и Хизеном (Ewing, Heezen, 1955) — 0,2%. Мощность горизонта поверхностных илов 15—25 см.

Внутри горизонта поверхностных илов присутствует 2-см прослой тонкозернистого хорошо сортированного песка. Среди фораминиферо-вого материала преобладают планктонные формы. В песке содержится до 10% терригенного карбоната, около 25% измененного полевого шпата, 15% моноклинного пироксена, 3% хлорита. Есть единичные зерна кварца, кислых плагиоклазов, рудных (непрозрачных) минералов и литокласты пород. Состав песчаного прослоя и характер его контактов с вме-

шающими илами (нижний — четкий, литологический, верхний — неясный, растянутый) свидетельствуют о его турбидитном происхождении.

Со ст. 1195 (глубина 7980 м), расположенной в 2 км севернее ст. 1178, драгой поднято около 3 т коричневого пелитового ила, аналогичного описанному и практически не содержащего алевритовой примеси. Отсутствие сортированных прослоев в илах ст. 1195 и наличие песчаного прослоя среди илов ст. 1178, расположенной в углублении на плоском дне желоба, имеющем форму речной долины (см. фиг. 1, Б), позволяют предположить, что новейший мутьевой поток проходил по самой глубокой части желоба, катился как бы в своем русле. Он мог проникнуть в желоб с юга, в районе структурного понижения между островами Гаити и Пуэрто-Рико.

На крутых склонах желоба современные илы обычно отсутствуют (см. фиг. 1, Б). Незначительные их количества (3—5 см) накапливаются на пологих, близких к горизонтальным ступеням, где под илами повсеместно обнаруживаются щебенка и мелкие трещиноватые и выветрелые обломки пород, слагающие борта желоба. Так, со ст. 1179 (глубина 6600 м) подняты выветрелые обломки пород зеленокаменного комплекса с плоскостями скольжения. В материале ст. 1182 (глубина 6580 м), расположенной выше по склону, преобладают обломки мергелистого мела, серых кремней, сливных кварцевых песчаников, очень напоминающие породы позднемелового возраста, описанные Боуином на северном борту желоба в интервале 3200—6800 м (Bowin, 1966). Здесь же обнаружены глинистые конкреции, покрытые коркой гидроокислов Fe и Mn. Еще выше по склону (ст. 1181, глубина 5100 м) встречены обломки выветрелых базальтов, куски свежего мрамора, гранитов и гранодиоритов.

На южном борту желоба обломки пород предположительно позднемелового возраста (мраморизованные известняки, мрамор, кварциты, мел) подняты со ст. 1196 (глубина 4066 м). Они перекрыты алевритистыми тощими глинами, изобилующими фораминиферами и дискоастерами (ст. 1195, глубина 5400 м).

Степень разрушенности и метаморфизации обломков известковых пород свидетельствует о том, что в тектонически ослабленных зонах происходит их постоянное механическое разрушение. За счет подводного выветривания карбонатных пород, слагающих борта желоба, в современные илы, формирующиеся на дне желобов, поставляется терригенный кальцит. В турбидитных песчаных прослоях обнаружены зерна терригенного кальцита с четкими полисинтетическими двойниками, придающими им красную полосчатую структуру «мраморного оникса», типичную для мраморов и мраморизованных известняков (фиг. 2, Г).

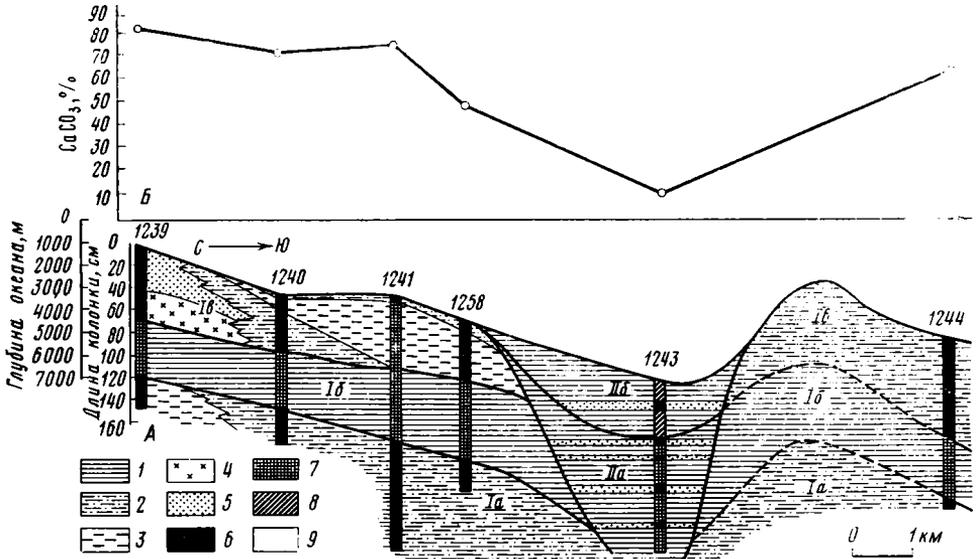
Осадки горизонтальных ступеней на глубинах 5000—6000 м представлены серовато-бурыми и серыми алевритово-пелитовыми илами. Известковистость их в 2 раза выше, чем у илов в ложе желоба (20—30% CaCO_3 , см. фиг. 1, В). В карбонатном материале преобладают остатки планктонных фораминифер и кокколитофорид. На глубинах меньше 5000 м эти осадки фациально замещаются пелитовыми сильноизвестковыми илами (ст. 1180, глубина 5250 м). Здесь на пологом склоне содержание CaCO_3 в илах обычно превышает 50% и практически он весь представлен кальцитом планктонных фораминифер. Содержание кокколитового карбоната незначительно.

Узкое днище желоба Кайман осложнено цепочкой вытянутых впадин, разделенных пологими порогами. Самые глубокие из них — впадины Бартлет (7065 м) и Ориенте (6795 м) (Литвин, Ельцина, 1975).

Плоское дно впадины Бартлет (см. фиг. 1, А) покрыто коричневым терригенным пелитовым илом с прослоями фораминиферового песка (69,75% CaCO_3) в интервале 19,0—23,50 см (ст. 1243, глубина 6940 м, фиг. 3, А, 4). Известковистость илов, залегающих над песчаным прослоем, 12,75%, а под ним 6,75%. CaCO_3 в них связан с остатками кокко-

литофорид и в меньшей мере фораминифер. Слой отличается высоким содержанием биогенного кремнезема: в алевритовой фракции определено 61,1% остатков спикул кремневых губок и 16,6% остатков скелетов радиолярий.

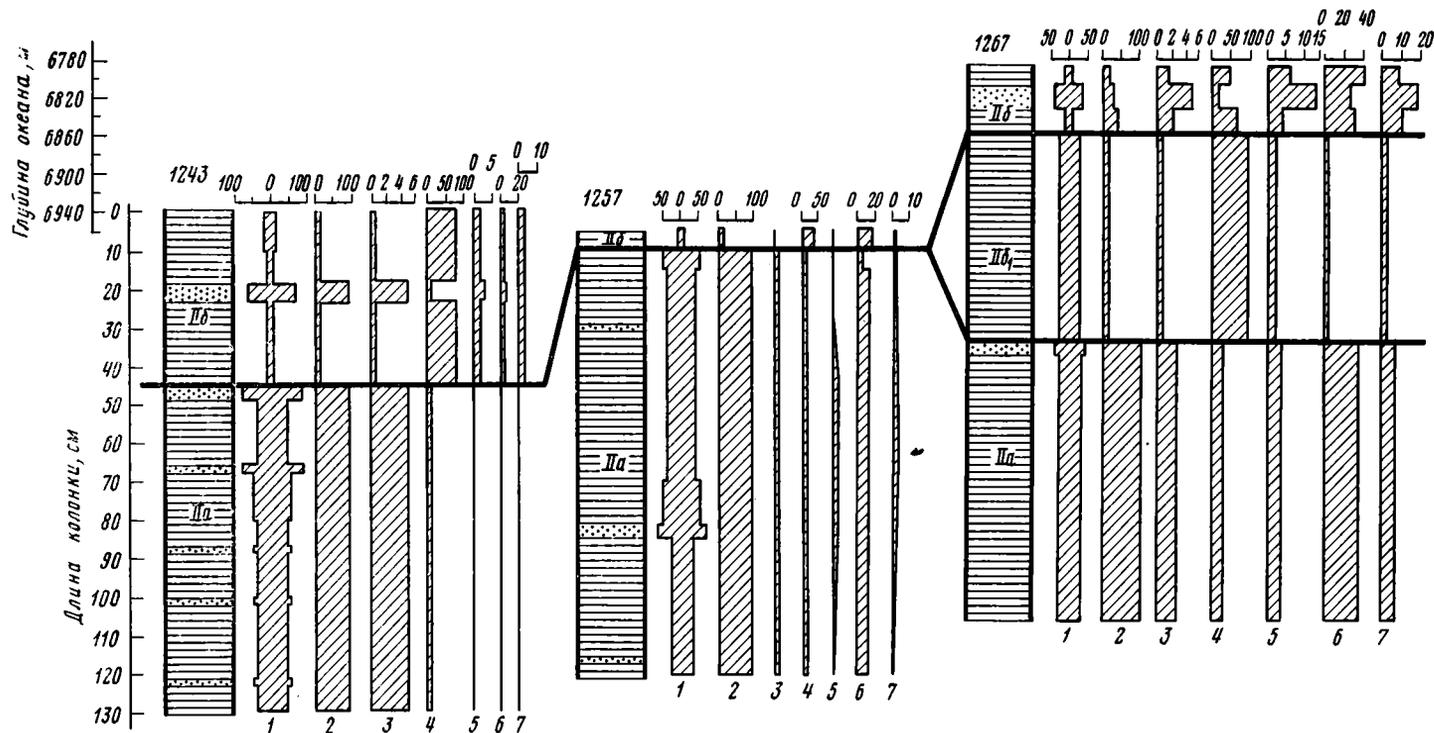
Залегающие ниже пелитовые илы отличаются повышенной известковистостью (37—49% CaCO_3) и содержат несколько высококарбонатных (79,05—82,32% CaCO_3) прослоев фораминиферового песка. Материал этого горизонта наглядно демонстрирует флишевую ритмичность осадков мутьевых потоков (см. фиг. 3, А), отражающую возникновение и за-



Фиг. 3. А. Схематический разрез верхнего слоя осадков впадины Бартлет (желоб Кайман) 1—3 — илы: 1 — пелитовый, 2 — алеврито-пелитовый, 3 — мелкоалевритовый; 4 — алеврит; 5 — песок; 6—8 — известковистость — содержание CaCO_3 , %: 6 — 50, 7 — 50—30, 8 — до 10; 9 — номера станций (прямоточная трубка). I — комплекс осадков, сформированных в основном в результате нормального осадконакопления: Ia — сильноизвестковые фораминиферные илы, Ib — известковые фораминиферные илы, II — комплекс осадков, сформированных в основном в результате деятельности мутьевых потоков: IIa — осадки первого турбидитного цикла, IIb — осадки второго (нового) турбидитного цикла. Б. Содержание CaCO_3 в верхнем слое осадков, %

тухание последних. Наиболее четкие песчано-алевритовые прослои отмечены в интервалах 46—49 и 66—68 см, т. е. они имеют мощность меньшую, чем песчаный прослой поверхностных терригенных илов. Вниз по разрезу мощность песчано-алевритовых прослоев сокращается, но повторяемость их увеличивается вдвое. По всему слою прослеживаются незаконченные сортированные прослои в виде миллиметровых прослоев алеврита. Ил этого горизонта больше чем наполовину сложен карбонатным материалом, представленным в основном остатками фораминифер (см. фиг. 3, В).

У подножия склона желоба (ст. 1257, глубина 6960 м) горизонт поверхностных малокарбонатных илов имеет мощность всего 5 см и не содержит песчаных прослоев. Карбонатный материал в нем представлен преимущественно кокколитами. Подстилающие поверхностный горизонт известковые илы ст. 1257 идентичны илам ст. 1243, но в них несколько меньше грубого турбидитного материала, т. е. как и в желобе Поэрто-Рико, во впадине Бартлет основная часть грубого турбидитного материала поступает в самую глубокую часть желоба. Снос во впадину Бартлет мог осуществляться с хр. Кайман, протягивающегося вдоль



Фиг. 4. Сопоставление турбидитных осадков комплекса II впадин Бартлетт и Ориенте

Цифры под колонками: 1 — содержание CaCO_3 в осадке, %; 2—7 — содержание в алевритовой фракции (0,1—0,01 мм), % от всей фракции: 2 — фораминифер, 3 — абиогенного карбоната, 4 — биогенного кремнезема, 5 — кварца, 6 — полевых шпатов, 7 — хлорита, сильно хлоритизированных зерен, серпентинита; литологические обозначения на колонках и индексация горизонтов те же, что на фиг. 1 и 3. IIб₁ — типичные осадки турбидитного происхождения; IIб — осадки, формирующиеся в условиях, близких к условиям нормального осадкообразования

северного борта впадины, и с Никарагуанского поднятия на юге. Это предположение подтверждают присутствие на склонах впадины на глубине 3000—3500 м известковых илов, обогащенных птероподовым материалом, и находки остатков птеропод в турбидитных осадках дна желоба (ст. 1243, 1257). Птероподные илы подстилаются кокколито-фораминиферовыми илами, перекрывающими горизонт фораминиферовых сильноизвестковых алеврито-пелитовых илов, не содержащих песчаных прослоев.

Впадина Ориенте (см. фиг. 1, А) отличается широким (8—9 км) плоским днищем. Под горизонтом поверхностных малокарбонатных (7,75% CaCO_3) коричневых илов мощностью 20 см с прослоем фораминиферового песка залегает 0,5-метровый горизонт слабоизвестковых (28,0% CaCO_3) пелитовых серых илов, в значительной степени обогащенных биогенным кремнеземом (ст. 1257, см. фиг. 4). Карбонатный материал этих илов почти нацело представлен остатками кокколитофорид и планктонных фораминифер. Подстилающие известковые (34,03% CaCO_3) илы почти полностью лишены песчаной и алевритовой примеси. По всему разрезу колонки присутствуют растительные остатки. В дночерпательной пробе с этой же станции обнаружено обилие остатков черепашьей травы *Tallasia*. Снос осадочного материала на дно впадины Ориенте мог происходить с подводного склона хр. Сьерра-Маэстра, расположенного вдоль северного борта желоба.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В глубоководных желобах Карибской зоны распространены осадки двух генетических комплексов (см. фиг. 3, А, 4). Первый комплекс (I, см. фиг. 3) — это осадки, сформированные в основном в результате осадконакопления. Доля привносимого в них материала мутьевых потоков незначительна. Распространение осадков этого комплекса ограничено бортами до глубины около 4000 м (см. фиг. 2, А). Снизу вверх в нем можно выделить три горизонта, отличающиеся друг от друга по литологическому составу. Нижний горизонт (Ia) сложен алевритами и алеврито-пелитовыми илами высокой степени известковистости, серого и серовато-бурого цвета. Карбонатный материал в нем практически полностью представлен остатками планктонных фораминифер. Мощность горизонта свыше 1 м. В желобе Пуэрто-Рико он залегает на плотных алевритистых глинах (возможно, позднетретичного возраста). Горизонт Ia перекрывается фораминиферовыми пелитовыми известковыми серовато-бурыми илами горизонта Ib. Мощность горизонта Ib — 50—60 см. Осадки горизонтов Ia и Ib присутствуют в обоих желобах.

Вышележащий горизонт Iв представлен алеврито-пелитовыми и мелкоалевритовыми сильноизвестковыми илами. Во впадине Бартлет эти илы в значительной степени обогащены птероподовым карбонатом, во впадине Ориенте и желобе Пуэрто-Рико карбонатный материал горизонта Iв представлен только планктонными фораминиферами и кокколитами.

Все три горизонта первого комплекса содержат незначительные количества терригенных минералов (в том числе и карбонатов). В них отсутствуют растительные остатки, кости и зубы ихтиофауны, нет песчаных и алевритовых прослоев. Все это свидетельствует о равномерности и стабильности условий их формирования.

В формировании осадков второго комплекса (II, см. фиг. 3 и 4) активное участие принимали мутьевые потоки. Осадки этого комплекса распространены на самом дне желобов и связаны с двумя разными турбидитными циклами. Во время проявления первого турбидитного цикла сформировался горизонт IIa, сложенный пелитовыми известковыми илами серовато-бурого цвета. CaCO_3 в них представлен остатками фораминифер и кокколитофорид. Есть зерна терригенного карбоната. Повсеместно в илах присутствуют прослои фораминиферовых песков и алев-

ритов (до 80% CaCO_3) с остатками мелководной фауны и терригенными минералами (см. фиг. 2, А; 3, А). Отличительной особенностью горизонта IIa является почти полное отсутствие в нем биогенного кремнезема. Известковистость грубых турбидитных прослоев всегда выше, чем вмещающих их илов. Максимальным содержанием CaCO_3 характеризуются турбидитные пески впадины Бартлет — 69,36—82,32%. Карбонатный материал в основной массе связан с остатками фораминифер, содержит 4,2 мол. % MgCO_3 . В материале ст. 1243 и 1257 обнаружен арагонит, генетически связанный с птероподами.

Осадки горизонта IIa формировались при воздействии мутьевых потоков, которые могли приносить на дно впадины Бартлет фораминиферо-птероподовые осадки с хр. Кайман и Никарагуанского поднятия, а также материал размыта горизонта Iв на бортах впадины. Во впадине Ориенте горизонт IIa мог формироваться за счет сноса материала с подводной окраины о. Куба и размыва песчано-глинистой формации Сан-Каэтано. Первый турбидитный цикл действовал продолжительное время. В периоды его затухания формировались прослои известковых илов, в моменты максимальной активности — сильнокарбонатные грубые турбидитные прослои.

После формирования осадков первого турбидитного цикла IIa на дне желобов накапливались коричневые терригенные илы горизонта IIб. Карбонатность этих илов не превышает 10%. Основная доля CaCO_3 в них представлена кальцитом кокколитов и глобороталий-фораминифер, очень стойких к растворению. Илы характеризуются незначительным содержанием терригенных карбонатов, кварца, полевых шпатов, хлорита и других минералов и значительно обогащены биогенным кремнеземом.

В илах горизонта IIб обнаружены аутигенные карбонаты, представленные свежими прозрачными ромбоэдрическими кристаллами кальцита и их друзами с совершенной спайностью. Примечательно, что такие новообразования кальцита встречены только в поверхностном слое илов. Объяснить их происхождение сложно. Источником этих новообразований могут быть известьсодержащие минералы обломков кор выветривания, попавших в илы. Повышение содержания кислорода в придонных водах и полужидкая консистенция илов, возможно, создают условия, сходные с теми, в которых обычны новообразования кальцита в пустотах зон окисления в корах выветривания (см. фиг. 2, А—В).

Осадки горизонта IIб могли формироваться в условиях, близких к условиям нормального осадконакопления в глубоководных частях Атлантики, ниже критических глубин накопления CaCO_3 . Во впадине Ориенте (ст. 1267, глубина 6790 м) периоду формирования илов горизонта IIб предшествовал отрезок времени, когда накапливались илы аналогичного состава, но в значительной степени обогащенные фораминиферовым карбонатом (IIб₁). Повсеместное присутствие в этих илах растительных остатков дает основание предположить, что большая часть карбоната этих илов связана с медленным осаждением взвешенного карбонатного материала предшествующего затухающего мутьевого потока, т. е. около 30% материала горизонта IIб накопилось в результате деятельности турбидитных потоков.

Нормальное накопление коричневых терригенных илов было внезапно прервано деятельностью новейшего (последнего) турбидитного потока, принесшего осадки мелководья на дно желоба. После накопления песчаного прослоя постепенно восстанавливались прежние условия, но взвешенный в водах тонкий карбонатный материал, вымытый из перемещаемых мутьевым потоком осадков, продолжал разбавлять формирующиеся терригенные илы верхней части горизонта IIб. Это подтверждается более высокими содержаниями CaCO_3 в илах над турбидитным прослоем.

Исследование литологии, вещественного состава, а особенно анализ степени и характера карбонатности осадков, поднятых со станций, расположенных в районе желобов Кайман и Пуэрто-Рико, позволяют сделать некоторые выводы относительно специфики осадконакопления в глубоководных желобах Карибской зоны.

1. Основным фактором, определяющим темпы и характер осадконакопления в описываемых желобах, является фактор сноса. Этот фактор действует постоянно и определяется рельефом и размерами желобов. Крутые уступы желобов практически лишены покрова современных осадков. Оценивая мощности современных осадков, можно допустить, что на склонах желобов задерживается четверть исходного материала нормального осадконакопления, а три четверти его скатывается в долины, можно оценить увеличение темпов нормального осадконакопления в желобах за счет гравитационного постоянно действующего сноса. Осадконакопление в желобе Пуэрто-Рико (ширина днища 3 км, протяженность бортов с глубины сноса до днища 7 км), во впадинах Бартлет (ширина 3,5 км, протяженность склона 5 км) и Ориенте (ширина 8,5 км, протяженность склона 6 км) должно осуществляться соответственно в 2,7; 2,0 и 1,5 раза быстрее, чем над их верхней бровкой. Крутизна склонов желобов варьирует от 6 до 20°.

2. Время от времени фактор сноса скачкообразно возрастает, что увеличивает темпы осадконакопления в желобах за счет внезапной деятельности мутьевых потоков. Зарождаясь на мелководье, которое часто соответствует фотической зоне (т. е. на глубинах, измеряемых несколькими десятками метров), мутьевые потоки увлекают за собой сильноизвестковые осадки, широко распространенные на дне Карибско-Мексиканского бассейна. Во время движения потоков тонкая пелитовая часть осадков взвешивается в толще воды, а перемытый грубый материал устремляется на дно желобов. Осадки, формирующие потоки, содержат более 80% CaCO_3 , поэтому в периоды активизации потоков ко дну желобов движутся огромные количества CaCO_3 в форме скелетных биогенных остатков. Скорость их поступления на дно желобов намного выше скорости их растворения ниже уровня карбонатной компенсации. Поэтому большая часть CaCO_3 , переносимого мутьевыми потоками, достигает ложа желобов и формирует известковые прослои в современных терригенных илах.

В периоды затухания турбидитной деятельности поступление CaCO_3 на дно желобов резко сокращается. К ложу желобов устремляются тонкая турбидитная карбонатная взвесь и биогенные известковые остатки из продуктивного слоя. Осаждение этого материала происходит медленно, поэтому значительная часть его подвергается растворению на глубинах между верхним и нижним лизоклином. В современные коричневые илы попадают только очень стойкие к растворению формы планктонных фораминифер (*Globorotalia menardii*, *G. tumida*, *G. truncatulinoides*, *Globigerina inflata*), в то время как в песчаных прослоях присутствуют формы планктонных и бентосных фораминифер, не отличающиеся особой прочностью раковин. Кроме того, в таких «метурбидитных» илах концентрируются повышенные количества кокколлитов.

Песчаные прослои последних турбидитных циклов желоба Кайман имеют одинаковый вещественный состав и близкие содержания CaCO_3 . Это дает основание предполагать, что во время проявления обоих циклов область сноса и направление потоков не менялись: оба потока несли ко дну желобов одни и те же сильноизвестковые фораминиферовые илы Карибского моря. Пелитовые илы этих циклов, напротив, резко различны по составу. Содержание CaCO_3 в илах цикла IIб в 3—5 раз ниже, чем в илах цикла IIа, т. е. поток, формирующий осадки цикла IIб, мог быть много слабее потока, формирующего осадки цикла IIа, в силу чего оставил после себя в водах много меньше взвешенного CaCO_3 . При накоплении коричневых илов горизонта IIб составляющая турбидитного кар-

бонатонакопления понизилась до 0—6% CaCO₃ (расчет по разнице содержания CaCO₃ в илах, лежащих выше и ниже песчаного прослоя). Одновременно уменьшилась и поставка на дно желобов переносимых мутьевым потоком терригенных минералов (см. фиг. 3). Соответственно снизились темпы осадконакопления.

Содержание Fe, Ti и Mn в осадках до некоторой степени характеризует скорости осадконакопления: чем дольше частицы находятся в контакте грунт — вода, тем больше они концентрируют Fe, Ti и Mn. Содержание перечисленных элементов в поверхностном горизонте, представленном илами, в 2,5—3,5 раза выше, чем в залегающих ниже песчаных прослоях. В пересчете на бескарбонатное вещество содержание Fe в поверхностном горизонте составляет 4,95—7,04%, Ti — 0,44—0,58%, в то время как в песках содержание этих элементов много меньше: Fe — 1,33—1,67%, Ti — 0,08—0,12%. Несколькими иная картина наблюдается в распределении Mn. Прямые химические определения дают содержание Mn в илах в 2,5—4 раза выше, чем в песчаных прослоях. Однако после пересчетов на бескарбонатное вещество оказывается, что содержание Mn в илах в 2 раза меньше, чем в песках. Это объясняется повышенной сорбционной способностью к Mn карбонатных частиц (Krinsley, Bieru, 1959) по сравнению с глинистыми. Кроме того, карбонатные скелеты организмов могли сорбировать Mn из воды как при жизни, так и во время нахождения на контакте грунт — вода до перенесения их на дно желобов под воздействием гравитационного сноса.

Содержания Fe, Ti, Mn, CaCO₃ в осадках желобов свидетельствуют о том, что формирование песчаных турбидитных прослоев на дне желобов осуществляется в 3—4 раза быстрее, чем формирование турбидитных илов. Минимальная карбонатность и максимальные содержания Fe и Ti в горизонте IIб свидетельствуют о том, что нынешние темпы осадконакопления в желобах самые низкие: скорость накопления поверхностных илов примерно в 3—5 раз ниже, чем скорость накопления илов горизонта IIа.

ВЫВОДЫ

1. В глубоководных желобах можно выделить современные осадки двух генетических комплексов. На бортах желобов на глубинах до 4000 м формируются нормально осаждающиеся илы, практически лишенные материала, привносимого мутьевыми потоками. Осадки, накапливающиеся на дне желобов, состоят в основном из материала, переносимого с мелководья мутьевыми потоками (Bowin, 1966; Ewing, Heezen, 1955). Турбидитными по происхождению являются не только песчано-алевритовые сортированные прослои, но и широко распространенные на дне желобов тонкие пелитовые известковые илы.

2. Исследования минералогического состава и карбонатности современных осадков глубоководных желобов позволяют проследить развитие и затухание отдельных турбидитных циклов. Начало циклов фиксируется формированием на дне желобов сортированных песчано-алевритовых прослоев, содержащих обилие как стойких, так и нестойких к растворению видов планктонных фораминифер, терригенных минералов, в том числе и карбонатных. Всегда четкий нижний контакт песчаных прослоев свидетельствует о резкой смене условий осадконакопления, наступившей в результате быстрого поступления на дно желобов грубого материала мутьевых потоков. Песчаный материал, фиксирующий начало каждого нового турбидитного цикла, постепенно переходит в тонкие пелитовые илы. Этот переход сопровождается уменьшением карбонатности, увеличением в составе карбонатного материала стойких к растворению видов фораминифер, уменьшением примеси терригенных минералов. Затухание каждого турбидитного цикла фиксируется осаждением горизонта терригенных пелитовых илов с минимальным для данного цикла

содержанием CaCO_3 . В карбонатном материале таких илов преобладают остатки кокколитофорид и очень устойчивых против растворения видов планктонных фораминифер. Илы характеризуются минимальными содержаниями примеси терригенных минералов, в том числе и карбонатных. Примечательно, что в поверхностном горизонте таких илов обнаружены новообразования аутигенного кальцита.

3. Основным фактором, определяющим темпы и характер современного осадкообразования в желобах, является фактор сноса. Темпы турбидитного осадконакопления в глубоководных желобах много выше, чем нормального осадкообразования на поверхности дна океана (Ericson et al., 1955; Ewing, Heezen, 1955). В моменты затухания турбидитной деятельности осадконакопление в желобах осуществляется много быстрее, чем над их верхней бровкой, так как к материалу нормального осадконакопления, приходящемуся на единицу поверхности дна желоба, добавляется материал нормального осадконакопления, оползающий на дно желобов с их крутых склонов под воздействием постоянно действующего гравитационного сноса.

ЛИТЕРАТУРА

- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Литвин В. М., Ельцина Г. Н. Новые данные о рельефе и донных осадках глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Кайман.— Океанология, 1975, № 3.
- Bowin C. Geophysical investigation of the Cayman Trough.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, vol. 47, № 1.
- Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C., Wollin G. Sediment deposition in deep Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, vol. 62.
- Ewing M., Heezen B. C. Puerto-Rico trench topographic and geophysical data.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 62, 1955, vol. 62.
- Hay W. W. Calcium carbonate compensation.— Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project, 1970, vol. 4.
- Heezen B. C., Johnson G. L. The South Sandwich Trench.— Deep-Sea Res., vol. 12, № 2, 1965.
- Krinsley D., Biery R. Changes in the chemical composition of pteropod shells after deposition on the sea floor.— J. Paleontol., 1959, vol. 33.
- Meley T. S., Siebr F. D., Johnson G. L. Topography and structure of the Western Puerto-Rico Trench.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85.
- Murray J., Renard A. F. Deep-Sea deposits. Rep. Sci. Results of the voyage of «Challenger». London, 1893.

Атлантическое отделение института
океанологии АН СССР
Калининград

Дата поступления
11.III.1979

УДК 551.35.054

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕРЕНОСА
ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ ВО ВЗВЕШЕННОМ СОСТОЯНИИ
В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ**

**Н. А. АЙБУЛАТОВ, Р. Д. КОСЬЯН, З. Т. НОВИКОВА,
М. Г. ЮРКЕВИЧ**

В результате натурных экспериментов в береговой зоне моря получены данные, свидетельствующие о большой роли перемещения тяжелых минералов фракции $< 0,25$ мм во взвешенном состоянии. При волнениях выше 3 баллов распределение тяжелых минералов во фракции $< 0,1$ мм на внешней части подводного склона выражено довольно равномерно, что свидетельствует о широком обмене вод между различными зонами и о неблагоприятных условиях для концентрации тяжелых минералов.

На отмелях берегах в зоне подводных валов путем прямых измерений получены объемы перемещающихся тяжеломинеральных частиц, составляющие при значительных волнениях десятки кубометров в сутки. С усилением волнения их количество резко возрастает, что позволяет придавать большую роль в этом процессе волнениям штормовой силы.

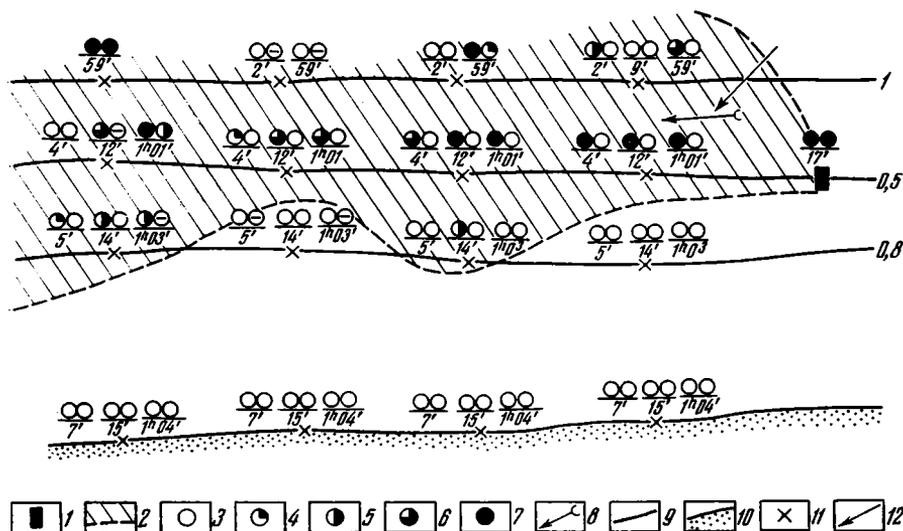
Многочисленные геологические работы по динамике тяжелых минералов в береговой зоне основаны на данных, собранных в штилевую погоду, т. е. фиксирующих результат процесса их переноса под воздействием волн и течений (Гуделис и др., 1966; Долотов и др., 1968; Щербаков, Павлидис, 1962; Аксенов, 1972). Работ, освещающих процесс транспорта тяжелых минералов во время действия конкретных наносодвижущих факторов в натуральных условиях, очень мало (Айбулатов, 1975; Сакс, 1974). Это объясняется большими техническими трудностями проведения натурных экспериментов и многофакторностью природного процесса.

В условиях лотковых экспериментов (Волков, 1965; Мау, 1973) получен ряд картин распределения тяжелых минералов по профилю при слабых волновых придонных скоростях, но эти результаты еще не дают полного представления о переносе в естественных условиях. Эксперименты в волновых лотках, на наш взгляд, необходимы для решения частных задач, например для выяснения миграционных способностей тех или иных тяжелых минералов (Сакс, Гавшина, 1976), для определения «срывающих» критических скоростей (Волков, 1965) и т. д.

В последнее время начал плодотворно развиваться аналитический подход в исследовании механизма образования современных прибрежно-морских россыпей (Сакс, Смолдырев, 1970).

В 1972—1974 гг. Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР поставил ряд экспериментов в естественных условиях с целью выяснения механизма переноса тяжелых минералов, определения скорости и трасс их поперечного и вдольберегового перемещения, оценку роли взвесей в транспорте тяжеломинеральной части наносов в береговой зоне. В данной статье рассмотрен режим взвешенной части потока тяжелых минералов в натуральных условиях.

Натурные эксперименты выполнялись на отмелях берегах Черного и Балтийского морей, — на Анапском, Нидском и Юрмалциемском полигонах. Подводный береговой склон указанных полигонов осложнен песчаными валами, уклоны дна (в тангенсах угла) составляют от 0,003 до 0,017. Строение этих участков подробно освещено в работах Н. А. Айбулатова (1966) и В. Кирлиса (1964). Методика прослеживания трасс переноса тяжелых минералов связана с применением люминофоров (Айбу-



Фиг. 1. Схема рассеивания титаномagnetита на подводном склоне при косом подходе волн к берегу

1 — место загрузки концентрата; 2 — зона его максимального рассеивания; 3—7 — количество меченых частиц в навеске пробы: 3 — отсутствуют, 4 — от 6 до 10, 5 — от 10 до 25, 6 — от 25 до 50, 7 — >50; в числителе — количество меченых частиц (левый кружок); в поверхностном слое осадка (горизонт 0—10 см), правый кружок — в горизонте 10—20 см; в знаменателе — интервал времени с момента пуска концентрата до времени отбора пробы; 8 — направление и скорость течения, м/с; 9 — глубина, м; 10 — береговая линия; 11 — места отбора проб; 12 — направление волнения

латов, 1975), а сбор взвешенного материала во время штормов выполнен с помощью взвеснакопителей длительного действия (Анцыферов и др., 1975).

Непосредственное прослеживание движения различных тяжелых минералов на склоне Анапского полигона во время волнения путем инъецирования в поток меченого люминофорами готового концентрата титаномagnetита показало, что при косых волнениях, сопровождающихся сильными вдольбереговыми течениями (до 1 м/сек) идет однонаправленный вдольбереговой перенос материала с удельным весом от 2,65 до 4,6 по направлению течения (фиг. 1). Скорости переноса песков с удельным весом 4,6 при указанных скоростях течений почти в 3 раза меньше скорости переноса кварцевого песка (удельный вес 2,65). При скоростях течений 0,3 м/сек и менее вдольбереговой перенос материала с удельным весом 3,38—4,6 значительно ослаблен. В этом случае тяжелые минералы перемещаются в основном в сторону берега по направлению луча волны.

Серия опытов, выполненная на том же участке при нормальных к берегу волнениях, которые, как правило, сопровождаются слабыми течениями (до 0,3 м/сек), показала, что материал с указанными удельными весами перемещается в основном вдоль профиля, причем при слабых и умеренных волнениях — только в сторону берега.

Для выяснения закономерностей распределения тяжелых минералов в придонном слое воды во время волнений штормовой силы были проведены эксперименты по изучению режима взвесей и поведению в них тяжелых минералов. Неоднородность в распределении взвесей на склоне, согласно существующим диффузионным моделям, при равных гидродинамических условиях и частицах с одинаковой гидравлической крупностью может вызвать интенсивный перенос в сторону малой концентрации твердого вещества с последующим накоплением полезного металла в донной россыпи.

На перечисленных участках берега был выполнен отбор проб взвесей, которые сопровождалась замерами параметров волн, течений, наблюдениями за рельефом и грунтами дна. Указанный целенаправленный комплекс измерений можно объединить под названием «эксперимент». Приведем результаты некоторых экспериментов.

Эксперимент 1 (5.07—14.08 1973 г.) выполнен на внешней части береговой зоны анапского мелководья, сложенной в основном кварцевыми песками ($Md=0,1$ мм) с содержанием тяжелой подфракции (в крупном алеврите)—2—5%. Тяжелые минералы представлены рудными (15—20%), роговой обманкой (25—30%), эпидотом (10—15%), гранатом (7—12%), цирконом (2—5%), силлиманитом (2—3%), ставролитом (1—2%), апатитом (1—2%) и др.

При опробовании грунтов перед экспериментом максимумы содержания тяжелой подфракции (во фракциях $<0,1$ мм) располагались на глубинах 7 и 15 м. Снижение содержания тяжелой подфракции на глубинах 4 и 10 м связано с общим уменьшением в данных зонах содержания фракции $<0,1$ мм. Повторные съемки, выполненные в разное время, показали сравнительную устойчивость в расположении максимумов содержания тяжелой подфракции на склоне, что свидетельствует об относительной стабильности гидродинамического и литодинамического режимов на участке эксперимента.

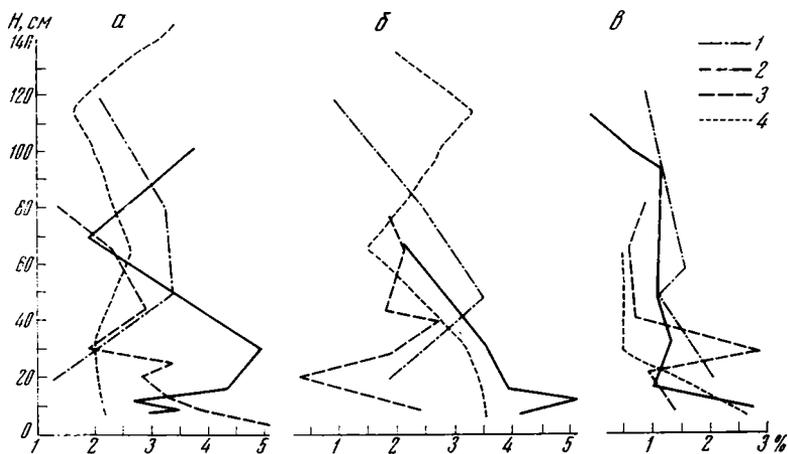
В течение первого периода наблюдений (5.07—28.07 1973 г.) прошло одно штормовое волнение длительностью 43 ч. Средние характеристики волнения: $h=1,3$ м, $L=55$ м, $t=5,9$ сек. В следующий период (28.07—14.08 1979 г.) было зарегистрировано более сильное волнение продолжительностью 83 час с параметрами волн: $h=1,6$ м, $L=65$ м и $t=6,5$ сек. После каждого из режимов были отобраны пробы взвесей в придонном слое на вертикалях, располагавшихся в обоих случаях на глубинах 4, 7, 10 и 15 м.

Анализ полученного материала показывает, что характер распределения взвеси по вертикали в придонном слое соответствует модели, предложенной С. М. Анцыферовым и Б. А. Шуляком (1971) и может быть представлен одной или суммой двух экспоненциальных функций, каждая из которых — это вклад основной толщи и придонной области соответственно. На основе полученных в естественных условиях данных в работе С. М. Анцыферова и Р. Д. Косьяна (1977) дан аналитический вид указанных функций.

Картина суммарного распределения взвесей по профилю (ρ) в исследованной толще имеет следующий вид: максимум расположен на глубине 4 м, резкое уменьшение — на глубине 7 м и его плавное уменьшение далее в море до глубины 15 м. По гидравлической крупности взвешенные частицы группируются в потоке так, что гидравлически более мелкий материал располагается ниже по профилю, чем более крупный. Положение на профиле однородных по гидравлической крупности взвесей при установившемся волнении довольно устойчиво.

На фоне общих закономерностей изменения относительных количеств взвесей по профилю и по вертикали рассмотрим изменение по этим двум направлениям содержания тяжелой подфракции в нескольких выделенных фракциях.

В первой экспозиции (5.07—28.07. 1973 г.) во фракции 0,09—0,119 мм распределение тяжелой подфракции по вертикали на глубинах 4, 7, 10 и 15 м в целом повторяет картину распределения общей массы взвесей, т. е. значение ρ уменьшается от дна к поверхности воды. Однако следует сказать, что на исследованных глубинах отрезок кривой распределения ρ от 4 до 40—50 см не имеет плавного характера. Так, на глубине 4 м на горизонте 33 см и на глубине 7 м на горизонте 17 см отмечаются более повышенные содержания тяжелых минералов по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами, что свидетельствует о большой сложности



Фиг. 2. Содержание тяжелой подфракции во фракциях: 0,01—0,05 мм (а); 0,05—0,09 мм (б) и 0,09—0,119 м (в) в период с 28.07 по 14.08.1973 г. в районе Анапского мелководья. Глубина, м: 1—4, 2—7, 3—10, 4—15

вертикальной дифференциации твердого вещества в придонном слое в береговой зоне.

Содержание тяжелых минералов анализируемой фракции по профилю в слое 40 см на глубинах 4, 7 и 10 м неравномерно и составило в первом периоде соответственно 1,5; 2,4 и 0,9%. Сравнение кривых суммарного процентного содержания тяжелых минералов во взвеси в слое 10—40 см с графиком содержания тяжелых минералов в грунте на соответствующих глубинах показало их совпадение. Максимум содержания тяжелых минералов во взвеси и в грунте расположен на глубине 7 м. Это совпадение свидетельствует о том, что взвешивающая способность волн высотой 1,3 м на указанной глубине была достаточно высокой и что взвесь здесь имеет в основном местное происхождение.

Во второй экспозиции (28.07—14.08. 1973 г.) рассматривается содержание тяжелой подфракции во фракциях: 0,01—0,05; 0,05—0,09 и 0,09—0,119 мм (фиг. 2).

Во фракции 0,01—0,05 мм распределение тяжелых минералов по вертикали неравномерно: на глубине 4 м максимальное их содержание отмечается на горизонте 50—80 см, на глубине 7 м — на горизонте 30 см, а на глубине 10 м — в придонном слое (горизонт 0—10 см). На глубине 15 м распределение тяжелых минералов более равномерно, причем наибольшее их количество наблюдается на горизонте 150 см.

Во фракции 0,05—0,09 мм отмечается заметное уменьшение содержания тяжелых минералов к поверхности на глубинах 4 и 7 м. На глубинах 10 и 15 м при значительных колебаниях на промежуточных горизонтах (от 0,29 до 3,5%) определенной тенденции к уменьшению или увеличению количества тяжелых минералов в направлении к поверхности не наблюдается.

Во фракции 0,09—0,119 мм содержание тяжелых минералов на глубине 4 м распределено сравнительно равномерно выше горизонта 50 см, а ниже количество их возрастает от 1,15 до 2,11%. На глубине 7 м равномерное распределение тяжелых минералов начинается с горизонта 20 см; на глубине 10 м, начиная с горизонта 30 см, наблюдается резкое уменьшение к поверхности, а с горизонта 40 см содержание тяжелых минералов равномерное. На глубине 15 м в слое от 7 до 30 см отмечается резкое уменьшение тяжелых минералов (от 2,7 до 0,6%), далее распределение равномерно, причем на горизонтах выше 1 м тяжелых минералов данной фракции не обнаружено.

В целом для алеврита характерна равномерность распределения тяжелых минералов на глубинах 10—15 м, особенно для мелкого алеврита. Для материала, переходного от крупного алеврита к мелкозернистому песку, характерна двуслойная модель распределения, причем перегибы кривой на глубинах 4, 7, 10 и 15 м расположены на горизонтах соответственно 50, 20, 40 и 30 см. Таким образом, распределение мелко- и частично крупноалевритовых частей тяжелых минералов не зависит от волнения. Их поведение после подъема со дна почти не зависит от вертикального распределения скоростей движения воды в придонном слое. Объяснить это можно тем, что гидравлическая крупность этих частиц значительно меньше вертикальных пульсаций скоростей жидкости, и они распределяются по толще подобно пассивной примеси.

Изучение суммарного содержания тяжелой подфракции по профилю во втором периоде экспозиции показало довольно равномерное ее содержание на глубинах 4—10 м. По-видимому, усиление волнового режима, вызвавшее общее увеличение количества взвеси в толще воды и усиленный обмен между различными зонами, сделало более равномерным содержание тяжелых минералов по всему исследуемому участку подводного склона.

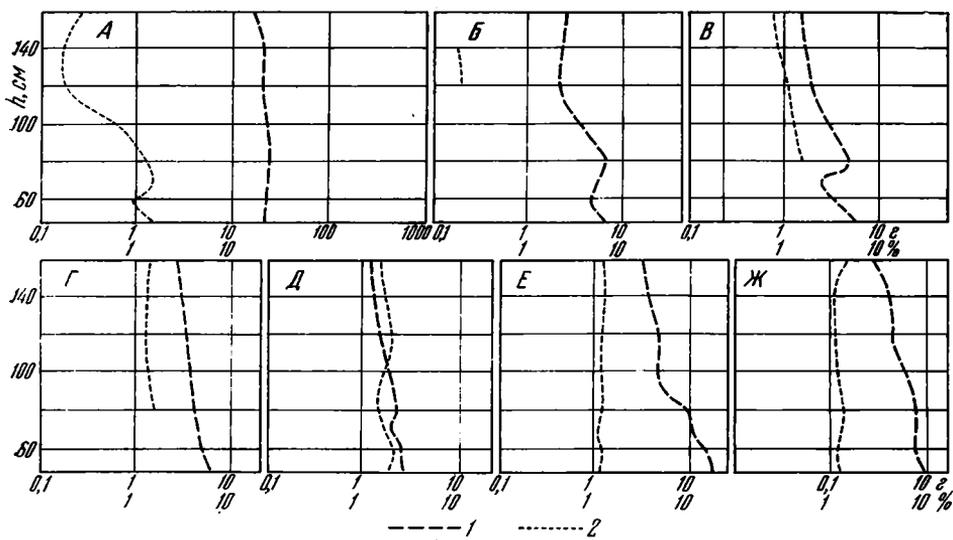
Сравнение содержания тяжелых минералов по профилю в исследованном слое за первую и вторую экспозиции показало преобладание их во второй, т. е. сказалось действие более сильного и продолжительного волнения. В слое 100 см по трем горизонтам на глубинах 4, 7 и 10 м в подфракции 0,09—0,119 мм для обоих волновых режимов характерно четкое преобладание тяжелых минералов на глубине 4 м и примерно одинаковое их содержание на глубинах 7 и 10 м.

В зоне подводных валов на Анапском полигоне на участке забурунивания нами были выполнены исследования тяжелых минералов во взвеси непосредственно во время штормов различной силы. В зоне зубурунивания на глубине 0,9 м была отобрана серия проб батометром мгновенного действия Жуковского на горизонтах 15 и 40 см. Полученные данные показали абсолютное весовое преобладание тяжелой подфракции во фракции <0,25 мм в нижнем горизонте. Во фракции <0,1 мм вес тяжелой подфракции в нижнем горизонте, как правило, превышает в 2 раза содержание таковой в верхнем (40 см). Во фракции 0,1—0,25 мм тяжелая подфракция в нижнем горизонте также существенно преобладает.

Ранее (Айбулатов, 1966) на Анапском полигоне путем прямых измерений были определены объемы взвешенных наносов, перемещающихся вдоль берега через отрезок профиля длиной 130 м при различных волновых режимах. Эти измерения показали, что при волнениях 4—5 баллов ($h=1,5$ м, $L=25$ м, $t=5$ сек) на указанном отрезке профиля во взвешенном состоянии проходит вдоль берега до 8,4 тыс. м³/сут. обломочного материала. Тяжелая подфракция в этих наносах в среднем составляет 0,4% всей массы взвесей, т. е. в течение 1 сут. через створ сечением 240 м² (зона первых двух подводных валов) проходит 30 м³ тяжелых минералов. Их количество значительно возрастает с усилением волнения, что позволяет говорить о большой роли волнений штормовой силы в процессе вдольберегового переноса тяжелых минералов. Скорости их

переноса вдоль берега, как было показано выше, также возрастают с усилением волнения и скоростей течений. Сказанное, по-видимому, дает ключ к объяснению процесса довольно быстрого восстановления отработанных площадей дна после нескольких штормов.

Эксперимент 2 (2—20.07.1974 г.) выполнен на отмелем берегу в районе Ниды (Балтийское море). Вертикали отбора проб располагались на глубинах 6, 7, 10, 15 и 20 м. В течение указанного периода на полигоне зарегистрирована серия умеренных и значительных волнений, во время которых волны подходили к линии берега почти по нормали. При сильных волнениях в фазу стабилизации высота волн достигала



Фиг. 3. Содержание тяжелой подфракции во фракции 0,1—0,05 мм на полигонах Ниды (А—Д) и Юрмалциемса (Е—Ж)

1 — общий вес фракции 0,1—0,05 мм, г; 2 — содержание тяжелой подфракции, %; глубина, м: А — 6, Б — 7,2, В — 10, Г — 15, Д — 20, Е — 6, Ж — 8

2,5 м. Как правило, периоды относительного затишья составляли всего 1—3 сут. Максимальные придонные скорости вдольбереговых течений составили на глубинах 7, 10 и 20 м соответственно 0,31; 0,51 и 0,25 м/сек.

Анализ распределения во взвеси тяжелой подфракции во фракции <0,1 мм свидетельствует об относительно равномерном ее распределении по горизонтам в слое 50—160 см. Лишь на глубине 6 м отмечается уменьшение содержания тяжелой подфракции в верхних горизонтах. Так, среднее содержание тяжелых минералов в слое воды 50—100 см почти в 10 раз больше, чем в слое 100—160 см, что вполне закономерно для картины распределения по вертикали обломочного материала с большим удельным весом (фиг. 3).

Суммарное содержание тяжелой подфракции в слое воды 50—160 см с глубиной несколько возрастает: на глубинах 6, 10, 15 и 20 м суммарное содержание тяжелой подфракции во фракции 0,1—0,05 мм составляет соответственно 1,62; 3,62; 4,63 и 5,18%. Это, вероятно, обусловлено общим усилением роли фракции <0,1 мм на этих глубинах в связи с выносом тонкого материала при шторме в нижнюю часть береговой зоны и увеличением содержания тонкой фракции в грунтах на этих глубинах.

Данные минералогического анализа показывают, что основными минералами тяжелой подфракции во фракции 0,1—0,05 мм являются черные рудные (20—50%), а также роговая обманка, гранат, группа эпи-

дота. В значительном количестве здесь присутствует циркон, рутил, лейкоксен, содержание же других минералов незначительно. Четких закономерностей в изменении минералогического состава по горизонтам и по профилю не прослеживается, выявлены лишь некоторые особенности в распределении отдельных минералов, главным образом по профилю. Так, наибольшее количество циркона (8—14%), эпидота (10—15%), роговой обманки (12—20%) установлено на глубине 6 м. С глубиной количество этих минералов уменьшается и на 20 м составляет: 4—7% циркона, 5—10% эпидота, 5—7% роговой обманки. Содержание же черных рудных с глубиной, наоборот, увеличивается: от 15—30% на глубине 6 м до 40—50% на глубине 20 м.

Сравнение минералогического составов взвеси и поверхностных проб, взятых на глубине 10 и 20 м, показывает, что они существенно отличаются. Так, на глубине 10 и 20 м содержание черных рудных в поверхностном слое грунта в 1,5—2 раза меньше, чем во взвеси в слое воды 50—160 см, а роговой обманки и гранате, наоборот, в несколько раз больше. Содержание эпидота и циркона приблизительно одинаково на поверхности дна и во взвеси. Эти данные свидетельствуют о сложности механизма процесса перераспределения взвешенного материала при отложении его в поверхностном слое осадков. Очевидно, что наряду с преобладанием роли таких действующих факторов, как волновой режим и скорость течения, большое значение имеют особенности поступления материала. Так, например, источником характерных для взвеси полезных компонентов, очевидно, является материал, поступающий с пляжа, где их содержание велико, а также со дна смежных участков, где во время сильных штормов может обнажаться моренный суглинок.

На Юрмалциемском полигоне в течение этого же периода на глубинах 6 и 8 м с увеличением глубины отмечается тенденция к уменьшению содержания граната, эпидота, частично лейкоксена во всей водной толще и к увеличению черных рудных (как в Ниде).

ВЫВОДЫ

1. Значительные скорости вдольберегового перемещения тяжелых минералов фракции $<0,25$ мм связаны с механизмом этого процесса — с их переносом во взвешенном состоянии, поэтому изучение распределения тяжелых минералов во взвешенных наносах береговой зоны имеет существенное практическое значение.

2. Распределение тяжелых минералов в толще воды по вертикали во фракции крупного и мелкого алеврита на глубинах более 7 м довольно равномерно, что свидетельствует об увеличении в этой зоне материала, привнесенного извне и не подчиняющегося вертикальному распределению скоростей воды в придонном слое.

3. Количество тяжелых минералов по профилю во фракции $<0,1$ мм с усилением волнения на внешней части склона выравнивается, что свидетельствует о широком обмене вод между различными зонами. В связи с этим условия концентрации тяжелых минералов в этой части склона весьма неблагоприятны.

4. В зоне подводных валов путем прямых измерений объемов взвешенных тяжеломинеральных частиц подсчитано, что за 1 сут вдоль берега могут перемещаться десятки кубометров металла, причем его количество резко возрастает с усилением волнения, что позволяет отнести большую роль в этом процессе волнениям штормовой силы и дает возможность объяснить процесс довольно быстрого восстановления отработанных площадей дна после нескольких штормов.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А.* Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М., «Наука», 1966.
- Айбулатов Н. А.* К вопросу о сортировке обломочного материала по удельному весу в береговой зоне моря.— Бюл. МОИП. Отделение геол., 1975, № 6.
- Аксенов А. А.* О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., «Наука», 1972.
- Анциферов С. М., Косьян Р. Д.* Исследование движения взвешенного обломочного материала в верхней части шельфа мористее зоны валов.— Океанология, 1977, 17, вып. 3.
- Анциферов С. М., Шуляк Б. А.* Особенности распределения взвешенных твердых частиц в поступательных потоках.— Тр. Союзморнипроекта, 1971, вып. 30 (36).
- Анциферов С. М., Косьян Р. Д., Онищенко Э. Л.* К методике натурных исследований движения взвешенного обломочного материала.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 2.
- Волков П. А.* Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Тр. ИО АН СССР, 1965, т. 76.
- Гуделис В. К., Кирлис В. И., Стаускайте Р. А., Янкевичуте-Мочекене С. И.* Динамика потока заплеска и литодинамика пляжей литовского берега Балтийского моря.— В сб.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, «Валгус», 1966.
- Дологов Ю. С., Айбулатов Н. А., Кирлис В. И., Юркевич М. Г.* К вопросу о динамике верхней части подводного склона и пляжа отмелого берега в различные стадии волнения.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б., 1968, т. 3/54.
- Кирлис В. И.* К вопросу о динамике и рельефности подводных валов в условиях отмелого песчаного морского берега.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б., 1964, т. 2/37.
- Сакс С. Е.* Гидродинамическая дифференциация в потоке и ее влияние на изменчивость содержания металла в россыпи.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 1.
- Сакс С. Е., Гавишина А. Н.* Перенос касситерита водными потоками.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Сакс С. Е., Смолдырев А. Е.* О механизме накопления продуктивных наносов в прибрежной зоне моря.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, Геолиздат, 1970.
- Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А.* Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Океанология, 1962, т. 3, вып. 4.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
4.IV.1978

УДК 552.55 : 551.735(574.3)

**ГОРИЗОНТ КРЕМНЕЙ В СРЕДНЕМ КАРБОНЕ НА ЗАПАДЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОБЩЕЕ
ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА**

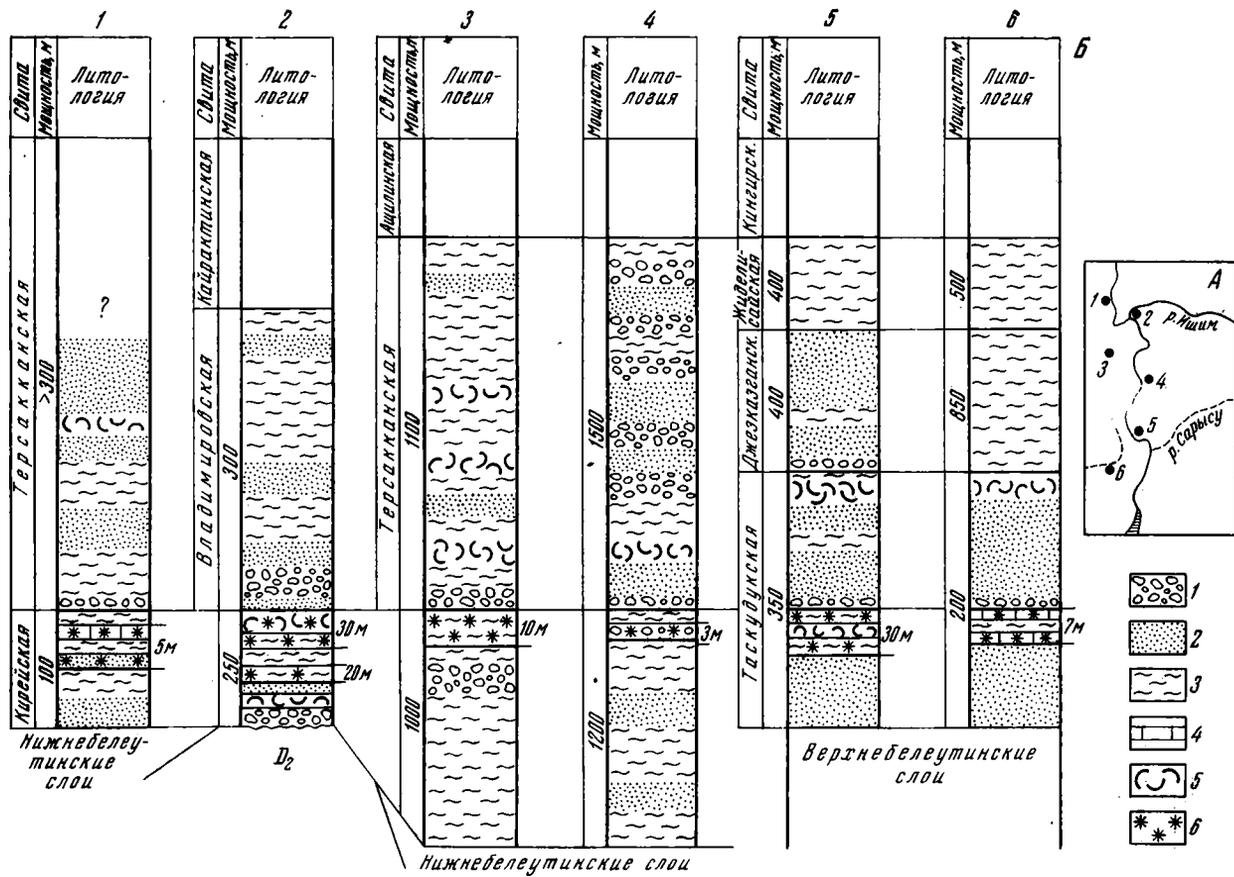
В. А. ГОЛУБОВСКИЙ, Т. Н. ГОЛУБОВСКАЯ

Описаны стратиграфическое положение, строение, литолого-фациальные и микропетрографические особенности уникального природного объекта — маркирующего горизонта кремней, распространенного в основании среднего карбона на обширной территории запада Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Происхождение окремнения связывается с ареальной экзогидротермальной деятельностью, сопровождавшей кислый вулканизм. Отмечается возможность непосредственного эксплозивного происхождения некоторых кремневых образований.

Геологическая позиция горизонта свидетельствует об одновременности проявления в пределах единого региона противоположных тенденций подъема и опускания, что допускает принципиальную возможность синхронизации трансгрессивных и псевдорегрессивных элементов в разнофациальных разрезах. Широкий диапазон захватываемых окремнением пород и генетических типов отложений показывает исключительные миграционные способности растворов кремнезема в поверхностных условиях, преодолевших очень плотные геохимические барьеры таких фациальных обстановок, как озерно-аллювиальная и плейстоценовая равнина аридной зоны, переходная область лагун и литорали, открытый тепловодный морской бассейн нормальной солености.

Средний карбон на западе Центрального Казахстана представлен мощной изменчивой толщей меденосных пестроцветных континентальных отложений. Единственным горизонтом, связывающим разнотипные разрезы, является так называемый горизонт кремней, маркирующее значение которого впервые было подмечено Д. Г. Сапожниковым (1948). Расположен горизонт в основании среднего карбона (Голубовский, 1972) и в местных стратиграфических схемах принадлежит разным подразделениям (фиг. 1): в Тенизской и Шубаркульской впадинах он находится в кровле кирейской свиты, в Джекказганской — в средней части таскудукской свиты, в Чуйской впадине (северо-запад Малого Каратау) — в нижней трети кызылканатской свиты. Этому же горизонту принадлежит пачка известняков с кремнями в подошве красноцветного комплекса башкирского яруса хребта Акташ Северного Тянь-Шаня (Галицкая-Гладченко, 1960).

Обширная площадь распространения (свыше 500 000 км²), узкий стратиграфический интервал окремнения при удивительной латеральной выдержанности вместе с приуроченностью его, как будет показано далее, к различным фациальным комплексам отложений определяют уникальность явления, анализ которого позволяет затронуть ряд интересных вопросов седиментогенеза. Строение горизонта до настоящего времени не освещено. Нет пока также сколько-нибудь определенных данных о его происхождении. Высказывались различные мнения. И. С. Яговкин (1935) полагал, что окремнение вызвано гидротермаль-



Фиг. 1. Положение горизонта кремней в разрезах верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана

А — схема расположения разрезов; Б — разрезы: 1 — р. Ишим, 2 — р. Шабдар, 4 — р. Терсаққан, 5 — р. Дезде, 6 — р. Белеуты; 1 — конгломераты; 2 — песчанники; 3 — алевролиты и аргиллиты; прослои: 4 — известняков, 5 — туфов; 6 — интервалы распространения кремневых образований

ными процессами и имеет вторичный характер. Соответственно этому он называл горизонт «роговиками». Возможность участия в его образовании синхронной осадконакоплению гидротермальной и вулканической деятельности допускал Д. Г. Сапожников (1948). По мнению П. Т. Тажибаевой (1957, 1964), детально изучившей горизонт на месторождении Джезказган, источником кремнезема могли быть коллоидные растворы эндо- и экзогенного происхождения.

Авторы изучили горизонт кремней на значительной площади и выявили некоторые особенности его строения. Несмотря на стратиграфическую выдержанность, внутреннее строение горизонта чрезвычайно изменчиво. В центре и на западе Джезказганской впадины он представлен двумя пластами серых известняков, разделенных двухметровой пачкой красноцветных алевролитов и аргиллитов. Мощность каждого пласта около 1,5 м. На остальной территории горизонт имеет более сложное строение: в нем присутствуют красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, образующие сложное переплетение линз различной мощности и протяженности. С его уровня в разрезе верхнего палеозоя появляются линзы вулканических туфов и туффитов. Небольшая примесь пирокластического материала нередко отмечается также в осадочных породах, за исключением известняков. Вулканические продукты в составе горизонта отсутствуют на юго-западе Джезказганской и в Чуйской впадинах. Мощность линз туфов и туффитов достигает нескольких метров при протяженности многие километры. С уровня горизонта появляются также конгломераты, состоящие из хорошо окатанных обломков пород нижне- и среднепалеозойских комплексов: яшмондов и песчаников ордовика и силура, эффузивов девона, известняков и песчаников нижнего карбона, гранитоидов ордовика, силура, девона.

Минимальная общая мощность горизонта составляет несколько метров. Наибольших значений мощность достигает на северо-востоке Джезказганской впадины (урочище Коптамасай) — 130 м, на юго-востоке и северо-западе Тенизской впадины (соответственно р. Куланутпес и пос. Монастырка) — 150 м.

Окремнение горизонта проявлено в виде желвачных включений, послойных линз и разноориентированных прожилков размером от долей миллиметра до 70 см. Кремневые обособления составляют от нескольких до 40% объема вмещающих пород. Большею частью локализуются они на двух уровнях, четко прослеживающихся на десятки и сотни километров в основании и кровле горизонта. Однако во многих случаях кремневые желваки занимают пять-шесть уровней или равномерно распределены по всему разрезу горизонта.

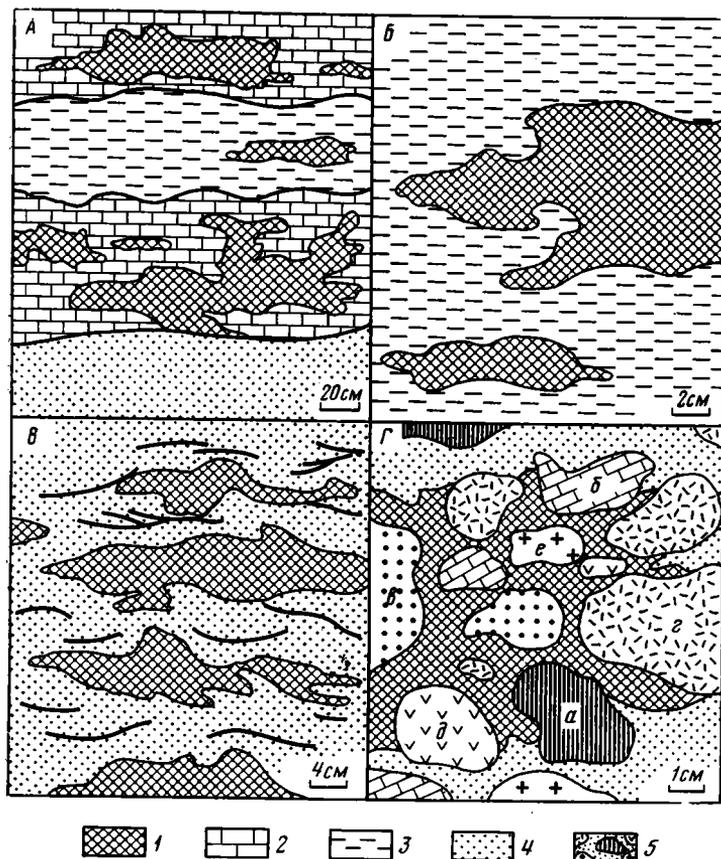
Кремневые обособления распространены во всех литологических разностях пород (фиг. 2, 3). Их петрографическая характеристика следующая. Известняки серого и буровато-серого цвета, слоистые и массивные, крипнокристаллические и мелкозернистые. Алевро-пелитовая примесь (нерастворимый остаток) составляет 5—10%. Обычно серые и светло-серые кремни образуют в них линзы, секущие прожилки и желваки неправильной формы (см. фиг. 2, А).

Аргиллиты красно-бурого и буровато-серого цвета, массивные, участками с тонкими линзочками алевролитов и мелкозернистых песчаников. Состав — гидрослюды, редко смешаннослойные с примесью монтмориллонита и гидроокислов Fe (до 10%). Розовые и бежевые кремни образуют в них неправильной формы, иногда ветвистые желваки (см. фиг. 2, Б).

Алевролиты красно-бурые и буровато-серые, массивные и тонкослоистые, полевошпато-кварцевые, лито-кварцевые, полевошпато-лито-кварцевые. Обломки пород представлены кислыми и средними вулканитами. Цемент пород (до 25%) глинистый, железисто-глинистый. Серые, бежевые и розовые кремни образуют в них линзы и неправильные желваки.

В контактных зонах отмечается увеличение кремнистости цемента алевролита и включение алевро-пелитовой составляющей в кремь.

Песчаники бурые, серые, розовые, массивные, тонко- и грубослоистые от мелко- до крупнозернистых, кварцево- и полевошпато-литовые, кварцево-полевошпато-литовые. В обломках пород присутствуют кислые



Фиг. 2. Характер кремневых обособлений в осадочных породах

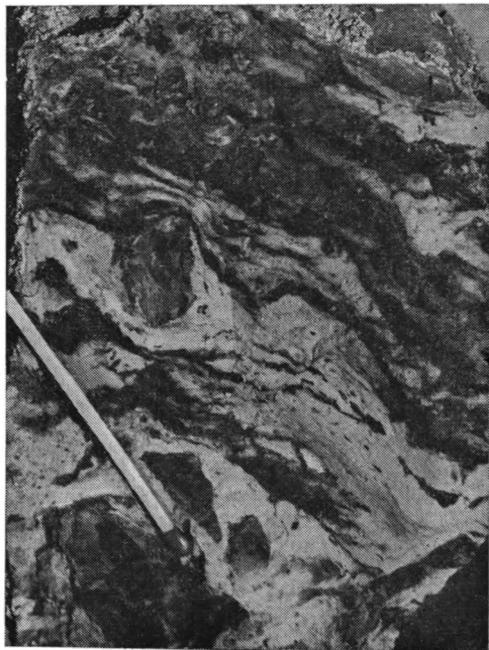
А — серые кристаллические известняки (р. Белеуты, Джезказганская впадина), Б — красно-бурые аргиллиты (р. Жиланды, Джезказганская синклираль), В — буровато-серые песчаники (пос. Двуречный, Ишимская синклираль), Г — бурые конгломераты (р. Терсаккан, Тенизская впадина): 1 — кремь, 2 — известняк, 3 — аргиллит, 4 — песчаник, 5 — конгломерат из обломков: а — яшм нижнего палеозоя, б — известняков нижнего карбона, в — песчаников нижнего палеозоя, г — кислых вулканитов нижнего-среднего девона, д — средних вулканитов среднего и нижнего девона, е — гранитоидов нижнего и среднего палеозоя

и средние вулканиты, песчаники, известняки, кремнисто-глинистые и глинисто-железистые породы. Цемент поровый, типа соприкосновения, пленочный (глинистый, глинисто-железистый, железистый, карбонатно-глинистый), регенерационный (кварцевый и альбитовый). Серые кремни образуют линзы и желваки (см. фиг. 2, В), в контактных зонах которых наблюдается взаимопроникновение песчаного и кремнистого материала.

Конгломераты красно-бурые и серовато-бурые, массивные, состоят из обломков кислых и средних вулканитов, яшмоидов, известняков, гранитоидов. Цементирующая масса представлена песчано-алевритовым материалом. Серые и бежевые кремни образуют отдельные участки цемента, располагающиеся по слою беспорядочно (см. фиг. 2, Г).

Вулканические туфы представлены слоистыми и массивными розовыми витрокластическими, витролитокластическими и кристаллолитовитрокластическими разностями, нередко со следами спекания. Кремни серого и бежевого цвета образуют в них линзочки, желваки и оскольчатые обломки (см. фиг. 3).

Во взаимоотношениях с вмещающими породами проявляется четкая обособленность кремней от всех типов осадочных пород: желваки, линзы и прожилки имеют резкие границы; примесь обломочного и пелитового материала обнаруживается только в контактных зонах. Границы кремневых обособлений неровные, волнистые, изобилуют мелкими заливами и выступами (фиг. 4).



Фиг. 3. Характер кремневых обособлений в туфах (р. Шабдар, Тенизская впадина).
Темное — кремнь, светлое — туф

В вулканогенных породах соотношения кремневых обособлений и породы различны, большей частью переходы постепенны. Однако нередко желваки и линзы четко ограничены. При этом часто встречаются обломки с угловато-оскольчатыми контурами (см. фиг. 3). Собственно вулканические породы хорошо распознаются по реликтам обломков стекла, которым свойственна серповидная и рогульчатая форма. Тепловая масса перекристаллизована в полевошпато-кварцевый агрегат, частично замещенный серицитом. Примесь разного количества осадочного материала — окатанных зерен кислых эффузивов, кварца и полевых шпатов — приводит часто к смене туфов туффитами, туфоалевролитами и туфопесчани-

ками. В туфах и туффитах между участками, сложенными нацело кремнеземом, и перекристаллизованной массой породы границы практически отсутствуют. Отдельные кремневые обособления имеют линзовидную форму и пламевидные окончания типа фьямме. Располагаются эти линзочки субпараллельно слоистости (фиг. 5).

Структура кремнистых обособлений представляет собой агрегат зерен неправильной лапчатой формы, в котором встречаются участки с радиально-лучистым строением и четко ограниченные угловатые зерна кварца с волнистым угасанием.

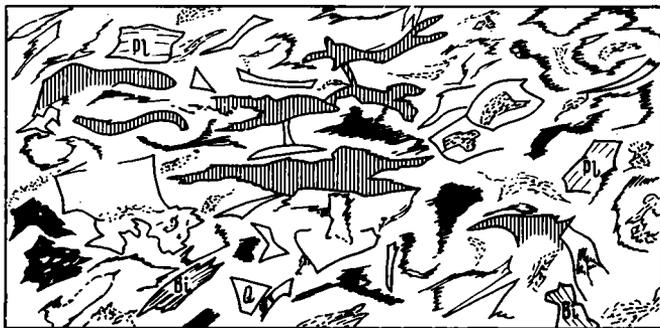
Все осадочные породы, кроме известняков, сильно ожелезнены, чем обусловлен их красно-бурый цвет. Ожелезнение проявлено в виде плотных корок гидроокислов железа вокруг зерен и тонкой рассеянной вкрапленности в цементе. Туфы и туффиты ожелезнены значительно слабее, их окраска светло-розовая. В кремнистые образования, находящиеся как в осадочных, так и в вулканогенных породах, ожелезнение обычно не проникает, поэтому они имеют серый, бежевый или слегка розоватый цвет.

Фаціальными исследованиями (анализ состава пород, их структурных и текстурных признаков, морфологии и соотношения пластов, наличия и характера органических остатков) установлена чрезвычайная



Фиг. 4. Соотношение кремнистого обособления с алевролитом и глинисто-железистым цементом. Микрофото, $\times 100$

полигенность отложений горизонта кремней. Среди них встречаются морские накопления — серые кристаллические известняки с остатками фораминифер и водорослей на юго-западе Джезказганской впадины — сопки Коктюбе (Сапожников, 1948; Эйно́р, Вдовенко, 1960); на р. Дюсембай (находки В. Н. Свальнова) — серые пелитоморфные известняки и серые известковистые аргиллиты с остатками брахиопод, мшанок и кораллов; на западе Тенизской впадины (пос. Донское — находки авторов) — серые кристаллические и пелитоморфные известняки с остатками фораминифер, брахиопод и кораллов; в хребте Акташ Северного

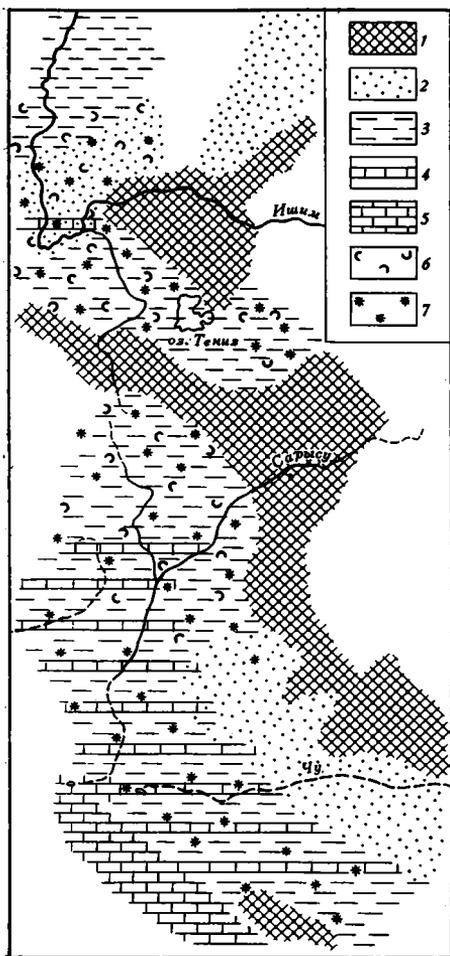


Фиг. 5. Кремнистые обособления типа фьямме в пепловом туфе. Рисунок с микрофото, $\times 40$

Pl — плагиоклаз; *Q* — кварц; *Bi* — биотит

Тянь-Шаня (Галицкая-Гладченко, 1960) — лагунные отложения — пятнистые (буровато-серые) глинистые известняки, известковистые аргиллиты и алевролиты, нередко загипсованные; образования плейсово́й равнины — красноцветные и пятнистые известковистые, иногда загипсованные аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники с разнообразным набором и сочетанием тонкослоистых текстур; отложения комплекса аллювиально-озерной равнины — красноцветные аргиллиты, алев-

ролиты, мелкозернистые песчаники с тонкой линзовидной, горизонтальной, косой слоистостью (фация кремневых озер и поймы) и бурые глинистые известняки (фация озер с крабонатной садкой), мелко- и среднезернистые серо-бурые песчаники, образующие ленточные тела вложенного залегания, часто с однонаправленной грубой косой слоистостью



Фиг. 6. Фациально-палеогеографическая карта времени формирования горизонта кремней (начало башкирского века).

- 1 — холмистая, местами гористая суша (области размыва); 2 — аллювиально-озерная равнина (глинисто-алеврито-песчаные осадки); 3 — лагуны и плейсовая равнина (известково-глинисто-алевритовые осадки); 4 — мелководное море (известковые илы); 5 — морской бассейн на протяжении раннего-среднего карбона; 6, 7 — районы концентрации материала: 6 — пирокластического, 7 — кремнистого

(фация русел и выносов сухих дельт); отложения пролювиальных шлейфов — красноцветные конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники.

Кремневые образования распространены во всех фациальных типах отложений. Их распространение не связано с границами каких-либо фациальных зон (фиг. 6): в центре и на юге Жезказганской впадины, а также на западе Тенизской впадины они приурочены к морским известнякам, лагунным и плейсовым терригенно-глинистым отложениям. На остальной территории — к песчаникам, алевролитам и известнякам озерного происхождения. На юге Тенизской и в Шубаркульской впадинах окремнение распространено в конгломератах предгорных шлейфов. В Ишимской синклинали (пос. Двуречный) кремневые обособления обнаружены в грубо-косослоистых русловых песчаниках: уплотненные, совершенно не обработанные кремневые стяжения располагаются вдоль пластин косонослоенных серий. Таким образом, кремневая составляющая горизонта индифферентна к фациальным типам и комплексам. Вместе с тем линзочки и плосковытянутые желваки кремней всегда располагают-

ся по слоистости и четко вписываются в общий, нередко очень сложный рисунок слоистых текстур, чем однозначно определяется зависимость распределения кремнезема от гидродинамических условий формирования отложений.

Установленная впервые тесная ассоциация кремней и туфогенных пород указывает на непосредственную связь кремнезема с вулканическими процессами. При этом химический состав чистых пепловых туфов отличается чрезвычайно высоким содержанием кремнезема — 75—90% (табл. 1). Некоторая часть избыточной кремнекислоты, вероятно, может быть обусловлена выносом щелочей и других компонентов. Однако постоянство ультракислого состава туфов, по данным 73 анализов образцов, отобранных из разных мест обширной территории, на наш взгляд, свидетельствует о том, что они имеют главным образом первичную природу. На основании этого можно утверждать, что кремни и туфы имеют общий или сходный источник. Форма возникновения и характер переноса тех и других к месту отложения были различны. Пепловые туоры, естественно, являются результатом взрывной деятельности и воздушного переноса. Кремни скорее всего — производные гидротерм, растворы которых транспортировались поверхностными потоками. При осаждении кремнезем переводился в состояние быстро твердевшего геля, с чем, очевидно, связана четкая обособленность кремневых выделений в осадочных породах и приспособляемость уплощенных форм к гидродинамике среды седиментации: линзочки и плоские желваки кремней согласуются с элементами тонкой слоистости.

Постепенные переходы между кремнями и вулканическими породами обусловлены совместным отложением кремневых гелей и пеплового материала с последующей его перекристаллизацией. Часть кремневых обособлений как в туфах, так и в осадочных породах имеет пирокластическое происхождение и транспортировалась непосредственно воздушным путем. К ним относятся небольшие (до нескольких сантиметров) угловатые и оскольчатые обломки с резкими ограничениями и линзочки с пламевидными окончаниями типа фьямме (см. фиг. 3, 5). Последние свидетельствуют о том, что кремнистый пирокластический материал попадал в осадок в раскаленном состоянии.

Горизонт кремней фиксирует своеобразную кратковременную связь интенсивных взрывных и ареальных экзогидротермальных процессов, проявившихся за пределами области его седиментации. Очаги вулканизма существовали более длительно, и их деятельности обязаны своим появлением многочисленные линзы пепловых и витролитокластических туфов, рассеянные по разрезу верхнего палеозоя выше горизонта кремней, но не несущие никаких признаков обособленного кремнезема, несмотря на то, что им также свойственно очень высокое содержание кремнекислоты в массе породы (табл. 2; Голубовский, Голубовская, 1964; Голубовская и др., 1971).

Совместная локализация ультракислых пирокластических продуктов и свободного кремнезема в узком стратиграфическом интервале свидетельствует об автономности своеобразной мобилизации кремнезема глубин в длительном процессе эндогенной деятельности. Она же определяет индивидуальность способов его поступления на поверхность, с чем непосредственно связаны степень концентрации и особенности распределения в зоне седиментации. Наличие в породах горизонта кремневой пирокластики позволяет допустить, что в кремнистых толщах геосинклинальных комплексов также могут присутствовать прямые продукты взрывного подводного вулканизма — образования массивной и брекчиевой текстуры.

Распространение кремневых обособлений в широком спектре литологических и генетических типов пород показывает очень высокие миграционные свойства кремнезема в поверхностных условиях. Растворы

Таблица 1

Химический состав пород горизонта кремней, %

Тип пород, местонахождение	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	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Туф, северо-запад Тенизской впадины, пос. Мо- настырка	90,03	0,22	5,59	1,51	0,60	0,08	Сл.	0,41	0,07	0,85	0,06	—	0,69	1,05	100,47
Туф, Третьяковская синклиналь	88,08	0,28	4,85	2,34	0,72	0,02	0,40	0,18	1,44	0,60	0,07	—	1,40	—	100,38
Туф, юг Тенизской впадины, р. Шабдар	78,84	0,28	11,23	1,77	0,33	0,02	0,10	0,22	6,30	0,18	0,06	—	0,90	—	100,13
Туф, Джекказганская синклиналь, руч. Кскдом- бак	75,76	0,28	13,09	0,66	1,31	0,07	0,21	1,00	5,68	0,54	0,08	—	0,49	1,56	100,31
Аргиллит, Джекказганская синклиналь, участок Кипшакпай	64,98	0,40	14,63	4,93	1,72	0,07	2,44	1,29	2,25	3,60	0,18	0,01	0,03	3,54	100,34
Алевролит, Джекказганская синклиналь, участок Кипшакпай	62,14	0,50	15,35	3,74	2,39	0,10	2,13	2,90	4,00	2,19	0,12	0,03	0,15	4,14	99,88
Песчаник, Джекказганская синклиналь, участок Сары-Оба	62,64	0,40	11,00	2,73	1,62	0,11	1,97	7,27	3,08	1,37	0,08	0,01	0,03	6,92	99,95

Примечание. Химический состав осадочных пород по А. А. Арустамову и др. (1969).

Таблица 2

Химический состав туфов из линз, находящихся выше горизонта кремней, %

Стратиграфическое положение, местонахождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Нижняя часть терсакканской свиты, юг Тенизской впадины, оз. Кыпшак	82,00	10,00	0,50	0,40	0,22	0,02	0,10	0,47	5,16	0,31	0,05	1,22	—	100,35
Средняя часть терсакканской свиты, юг Тенизской впадины, р. Шабдар	84,10	8,00	1,20	0,47	0,22	0,03	0,73	0,13	1,90	1,10	0,02	2,06	—	99,96
Верхняя часть терсакканской свиты, север Шубар- кульской впадины	78,44	11,20	0,41	0,17	0,31	0,09	0,81	0,92	5,10	0,12	0,35	2,00	—	99,92
Верхняя часть таскудукской свиты, Джекказганская синклиналь, р. Жиланды	78,25	11,98	1,21	0,17	0,21	0,01	0,06	0,66	5,41	0,60	0,10	—	1,05	100,25
Основание джекказганской свиты, юго-запад Джек- казганской впадины, р. Дюсембай	78,84	11,23	1,77	0,33	0,28	0,02	0,10	0,22	6,30	0,18	0,06	0,90	—	100,13

кремнезема преодолевали геохимические барьеры таких существенно различных фациальных обстановок седиментации, как аллювиальная и плейсовая равнины аридной зоны, переходная область лагун и литорали, открытый тепловодный морской бассейн нормальной солености.

ЛИТЕРАТУРА

- Арустамов А. А., Есенов Ш. Е., Паршин Г. Б., Штифанов В. И.* Медистые песчаники Северного Джекказгана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Галицкая-Гладченко А. Я.* Схема стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Северной Киргизии.— В кн.: Тр. Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Голубовская Т. Н., Литвинович Н. В., Голубовский В. А.* Фации, фациальные типы и условия накопления верхнепалеозойских отложений Джезказганской впадины.— В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Голубовский В. А.* Стратиграфия верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. X/VII (5).
- Голубовский В. А., Голубовская Т. Н.* Вулканогенные образования в пестроцветных верхнепалеозойских отложениях Джезказганского района.— В сб.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Сапожников Д. Г.* Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1948, вып. 93.
- Сапожников Д. Г.* К вопросу о возрасте Джезказганской свиты.— Докл. АН СССР, 1938, т. 20, № 5.
- Тажобаева П. Т.* К литологии кремнистых образований джекказганской свиты.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1957, вып. 1 (26).
- Тажобаева П. Т.* Литологические исследования джекказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.
- Эймор О. Л., Вдовенко М. В.* Стратотипический разрез нижнего намюра (белеутинский горизонт) Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 3.
- Яговкин И. С.* Геологический очерк Джезказгано-Улутауского района.— В сб.: Большой Джезказган, вып. 7. Алма-Ата, Изд-во АН СССР, 1935.

ВНИИ Геофизика, ВИНТИ,
Москва

Дата поступления
3.VIII.1978

УДК 553.623.54

ВЛИЯНИЕ СРЕДЫ НА ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ГЛАУКОНИТА

**В. И. СОРОКИН, В. В. ВЛАСОВ, Е. К. ВАРФОЛОМЕЕВА,
М. А. УРАСИН**

Приведены данные комплексного изучения пятнадцати образцов глауконитов из непрерывного разреза нижнепалеогеновых отложений Пензенской области, вскрывающего широкий спектр глауконитсодержащих пород, от отложений открытой части моря до отложений прибрежной части.

Глауконит относится к числу минеральных образований, имеющих весьма непостоянный химический и фазовый состав. Содержание основных компонентов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O) может колебаться более чем в 2 раза, по фазовому составу глаукониты изменяются от мономинерально-слюдистых до практически чисто монтмориллонитовых (Шутов и др., 1975; Николаева, 1977; Burst, 1958; Bentor, Kastner, 1965; Thompson, Noweg, 1975 и др.).

Основное накопление глауконита происходило на шельфах морей, но оно было весьма неравномерным. Как показали У. Г. Дистанов и В. И. Сорокин (1973), глаукониты палеогеновых отложений Поволжья ассоциируют с широким спектром пород — от тонкозернистых глинисто-кремнистых осадков открытой части моря, значительно удаленной от суши, до прибрежных крупнозернистых песков. Наиболее благоприятны для формирования глауконита авандельтовые части рек — места смешения речных и морских вод, высвобождения из первых гидроокислов Si, Al и Fe и их совместной коагуляции, а также мелководные, динамически спокойные окраинные участки бассейнов, примыкавшие к низменной суше.

Таким образом, физико-химические условия среды в зоне формирования глауконитсодержащих осадков изменялись от нормально морских до опресненных, что накладывало свой отпечаток и на состав глауконита.

Для выяснения этой зависимости нами изучен непрерывный разрез отложений нижнего палеогена (нижне- и верхнесызранские слои) у с. Уранка Пензенской области, вскрывающий широкий спектр глауконитсодержащих пород. Начинается он опоками (отложения открытой части моря), сменяющимися вверх по разрезу мелкозернистыми глауконит-кварцевыми песками и песчаниками (отложения зоны смешения морских и речных вод) и далее — среднезернистыми кварцевыми песками (отложения прибрежной части моря). Общая мощность разреза 60 м.

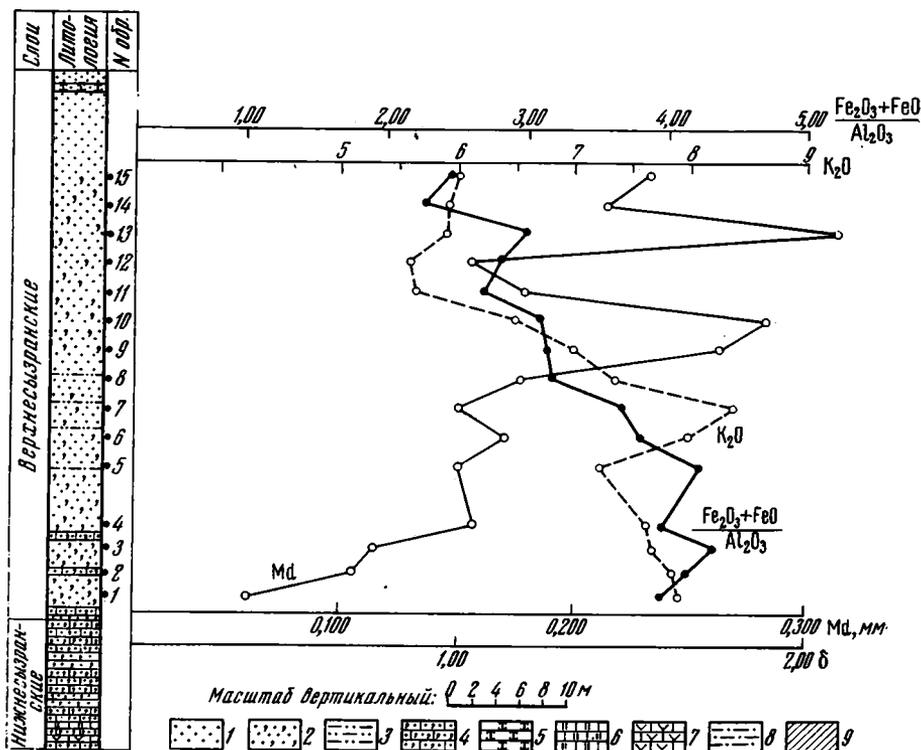
Для исследования было отобрано 15 расположенных равномерно по разрезу (примерно через 2—3 м) образцов глауконит-кварцевых песков. Концентрат глауконитовых зерен выделялся методом электромагнитной сепарации и подвергался химическому, рентгенографическому и инфракрасноспектроскопическому (ИКС) анализам. По данным гранулометрических анализов были рассчитаны значения так называемого модуля крупности (Md), являющегося величиной среднего размера частиц пород

Соотношения основных окислов и модуль крупности глауконитов

№ сбр.	Содержание, %				$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Al_2O_3}$	Md, мм	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O			
15	11,75	17,95	0,89	6,02	2,45	0,231	20,16
14	11,97	16,94	0,90	5,91	2,27	0,213	18,82
13	10,10	18,87	0,86	5,90	2,99	0,313	21,94
12	8,84	15,31	0,90	5,57	2,79	0,156	17,01
11	10,27	17,26	0,93	5,63	2,70	0,179	18,55
10	9,33	17,94	0,97	6,50	3,09	0,281	18,49
9	9,37	18,27	1,05	7,00	3,14	0,262	17,4
8	9,42	18,60	1,14	7,35	3,18	0,177	16,31
7	8,60	19,67	1,25	8,37	3,69	0,150	15,73
6	8,45	20,01	1,32	7,96	3,82	0,170	15,15
5	8,00	20,89	1,36	7,21	4,22	0,150	15,36
4	7,89	19,33	1,32	7,63	3,96	0,157	14,64
3	7,66	20,54	1,46	7,68	4,34	0,115	14,06
2	7,97	20,41	1,39	7,85	4,14	0,106	14,68
1	8,19	19,95	1,46	7,90	3,95	0,061	13,66

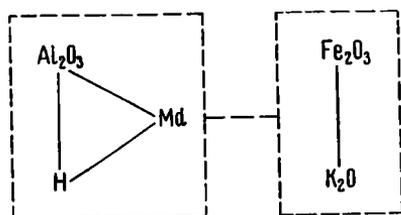
(слагающих разрез в определенной точке) и служащего показателем динамики среды бассейна осадконакопления (Дистанов, 1966).

Особенности изменения химического состава глауконитов показаны в таблице и на фиг. 1. Характерна общая (согласующаяся с данными Md) тенденция к увеличению содержания Al₂O₃ и уменьшению содержания K₂O вверх по разрезу (от фаций открытой части моря к фациям при-



Фиг. 1. Схема изменения физико-химических характеристик глауконитов по разрезу
 1—3 — песок: 1 — кварцевый; 2 — глауконит-кварцевый, 3 — глинистый; 4—5 — песчаники: 4 — кварц-глауконитовый; 5 — сливной; 6 — опоки; 7 — трепелы; 8 — глина песчаная; 9 — почвенный слой

брежной, опресненной его части), в то же время вверх по разрезу отношение Fe_2O_3 к FeO возрастает при уменьшении общего содержания Fe . Одновременно с этим меняется и окраска самих зерен глауконита в породе — от зеленой внизу до желтовато-зеленой и зеленовато-желтой сверху. Изменяется и количество глауконита в породе — от 30% в нижней части разреза, до 4—7% в верхней.



Фиг. 2. Схема корреляционных связей физико-химических параметров глауконитов

Наличие корреляционных связей между основными химическими параметрами четко проявилось в результате статистической обработки полученного материала (фиг. 2). На схеме сплошными линиями показаны положительные связи, пунктиром — отрицательные: H — показатель, определяющий положение образца в разрезе в соответствии с его порядковым номером. Числовые значения парных коэффициентов корреляции (критическое

значение r_{ij} при 95%-ном уровне значимости равно в нашем случае 0,514 по В. В. Большеву, 1971) таковы:

Параметры	Md	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O
H	0,76	0,88	—0,78	—0,84
Md	—	0,61	—0,42	—0,56
Al_2O_3	—	—	—0,63	—0,72
Fe_2O_3	—	—	—	0,81

Рентгенографически во всех образцах установлено наличие гидрослюдистой фазы и смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов с различным соотношением стабильных и разбухающих слоев в кристаллах. Гидрослюда фиксируется по серии базальных рефлексов от межплоскостного расстояния 10 Å. Первый рефлекс имеет значение 10,2—10,3 Å в воздушно-сухом состоянии и 10,0—10,1 Å после насыщения глицерином, что указывает на содержание в структуре порядка 5—10% разбухающих слоев. Смешанослойные минералы проявляют себя на дифрактограммах в виде сплошного фона в области 12—15 Å в воздушно-сухом состоянии, переходящего непосредственно в гидрослюдистый пик. В образцах из верхней части разреза общий уровень этого фона повышается и одновременно фиксируется размытый максимум при 14 Å. После насыщения глицерином уровень фона в непосредственной близости от гидрослюдистого рефлекса понижается, так как поглотившие глицерин слои рассеивают в направлении, близком к $5 \text{ \AA } 2\theta CuK_{\alpha}$. На дифрактограммах образцов из верхней части проявляется максимум со значением 19—20 Å. Эти данные говорят о том, что вверх по разрезу увеличивается общее количество смешанослойных минералов и доля разбухающих слоев в кристаллитах. После прокаливании при 400° С на рентгенограммах всех образцов наблюдается только пик 10,1 Å.

Методом ИКС были исследованы обр. 1, 2, 6, 14 и 15. На всех спектрограммах фиксируются полосы поглощения, характерные для глауконита — железистой слюды: слаборазрешимый триплет в области 440—460—500 cm^{-1} (асимметричные, трижды вырожденные деформационные колебания связи $Si-O$ тетраэдрической сетки), полоса 3530 cm^{-1} (связь $Fe_{VI}^{3+}-OH$) и др. (Плюснина, 1977; Stubican, Roy, 1961). На спектре обр. 6 появляются в виде слабых плечей полосы 920 и 3610 cm^{-1} , отсутствующие на спектрах образцов 1 и 2. В образцах 14 и 15 эти полосы усиливаются и приобретают вид хотя и слабых, но разрешимых пиков. Эти полосы интерпретируются соответственно как деформационное колебание связи $Al^{IV}-OH$ и валентное колебание связи $Al-OH...O$, где структурная OH -группа связана водородной связью с кислородом

тетраэдрической сетки. Наличие этих полос обусловлено появлением монтмориллонитовых слоев, для гидрослюд с высоким содержанием Fe^{2+} в октаэдрах они нехарактерны. На спектрах обр. 14 и 15 появляется также полоса поглощения 3705 см^{-1} — валентное колебание связи $Al-OH$ в структуре монтмориллонитовых слоев, где OH -группа не связана водородной связью с кислородом. Эти данные указывают на возрастание разбухающих слоев в глауконитовых образцах, расположенных в верхних частях разреза.

Таким образом, приведенные данные химических, рентгеноструктурных анализов и ИКС четко выявляют особенности изменения минерального состава глауконитов и кристаллохимической структуры в зависимости от физико-химических условий среды осадконакопления. В условиях нормальной солености (т. е. в области, достаточно удаленной от береговой линии) гелевидное глауконитовое вещество (гель Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2) адсорбировало K (до 8%), в итоге формировались преимущественно мономинеральносланцеватые, хорошо окристаллизованные железистые разновидности глауконита. В прибрежных опресненных зонах образующийся глауконит характеризовался пониженным содержанием K_2O и Fe_2O_3 , и повышенным — Al_2O_3 , при этом происходило возрастание числа разбухающих слоев — формировались менее совершенные члены глауконитового ряда. Вместе с тем в сторону прибрежной зоны (зона повышенной аэрации, опреснения бассейна) происходило возрастание роли Fe_2O_3 , в строении кристаллической решетки, отношение Fe_2O_3 к FeO изменяется от 13,66 в нижней части разреза до 20,16 в верхней (см. табл.).

Выявленные закономерности в изменении характеристик глауконитовых образцов по разрезу не являются монотонными, а подвержены значительным флуктуациям, которые обусловлены изменениями фациальной обстановки, связанными с колебаниями движения береговой линии при общей тенденции к обмелению бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

- Большев В. В. Таблицы математической статистики. М., Изд-во ВЦ АН СССР, 1971.
- Дистанов У. Г. О направлении сноса и путях миграции материала в нижнесаратовском бассейне Среднего Поволжья.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 2.
- Дистанов У. Г., Сорокин В. И. О двух генетических типах глауконитов палеогена Поволжья.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1.
- Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 328.
- Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. Изд-во МГУ, 1977.
- Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Bentor Y. K., Kastner M. Notes on the mineralogy and origin of glauconite.— J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, No. 1.
- Burst J. F. Mineral heterogeneity in «glauconite» pellets.— Amer. Mineralogist, 1958, vol. 43, No. 5—6.
- Stubican V., Roy P. Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates.— Amer. Mineralogist, 1961, vol. 46, No. 1—2.
- Thompson G. R., Hower J. The mineralogy of glauconite.— Clays and Clay Miner., 1975, vol. 23, No. 4.

ВНИИ ГЕОЛНЕРУД,
Казань

Дата поступления
17.III.1978

УДК 550.4 : 549.26(470.6)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА, ТИТАНА, МАРГАНЦА И МАЛЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЯХ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

В. Н. ХОЛОДОВ, Р. И. НЕДУМОВ, И. Ю. ЛУБЧЕНКО

Сделана попытка путем фракционирования проб определить формы миграции Fe, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Cu, Co, Pb, Ga, Ge, Mo в песчано-глинистых отложениях миоцена Предкавказья. Установлено, что к первой группе принадлежат элементы, которые в разных гранулометрических фракциях изменяются *контрастно* — они накапливаются сильно в одной или двух фракциях и почти полностью отсутствуют в остальных. Вторая группа включает элементы, которые весьма равномерно, или *монотонно*, распределяются в разных фракциях. Особенности поведения химических элементов в среднемиоценовых отложениях юга СССР в общих чертах оказались сходными с современными черноморскими.

В последнее время благодаря работам Н. М. Страхова (1961; Страхов и др., 1971) и его школы стало очевидным, что закономерности распределения самых различных химических элементов в осадках краевых и эпиконтинентальных морских водоемов в значительной мере определяются условиями мобилизации осадочного материала на водосборах; здесь в разнообразных обстановках выветривания вырабатываются те формы миграции, которые регулируют положение зон максимального накопления того или иного химического элемента на фациальном профиле морского водоема.

Изучение форм миграции элементов в современных реках было начато С. В. Бруевичем и Н. И. Аничковой (1941); позднее продолжено М. А. Глаголевой (1959), И. Л. Нестеровой (1960), Г. С. Коноваловым, А. А. Ивановой, Т. Х. Колесниковой (1968), А. Э. Конторовичем (1968), И. Ю. Лубченко и И. В. Беловой (1973), И. И. Волковым (1975) и др. Общая характеристика современного выноса растворенных и взвешенных веществ в речных водах континентального блока дана в трудах О. А. Алекина (1951) и Г. В. Лопатина (1952). В значительной мере опираясь на эти исследования, Н. М. Страхов (1954, 1961) разработал общую схему миграции вещества на поверхности континентов. По данным твердого и жидкого стока им было показано, что главная форма миграции Fe, Mn, P и ряда малых элементов — не раствор, а взвешенное вещество; Н. М. Страхов описал минералогические формы переноса ряда элементов и рассчитал ряды их подвижности. Позднее баланс твердого стока вещества на континентах был охарактеризован в работах Дж. Гиллули (Gilluly, 1955) и А. П. Лисицина (1978).

При сравнении закономерностей распределения различных химических элементов в современных осадках Черного и Охотского морей с современными формами их миграции выяснилось, что между ними существует удивительное соответствие; в работе Н. М. Страхова и др. (1971) было показано, что даже относительно небольшие нюансы гранулометрического фракционирования во взвесах рек весьма быстро и рельефно отражаются на поведении химических элементов в осадках водоема.

К сожалению, геохимические исследования древних осадочных толщ обычно не позволяют более или менее достоверно восстанавливать формы миграции различных химических элементов в палеореках; о них мы можем лишь косвенно судить по характеру распределения элементов в различных зонах палеоводоема. Так, например, Н. М. Страховым совместно с К. Ф. Родионовой и Э. С. Залманзон (1955), а также Э. С. Залманзон и М. А. Глаголевой (1959) был предложен метод составления идеального геохимического профиля, который позволил на примере франских отложений Второго Баку и ряда палеозойских угленосных отложений выделить *пестрый* и *упорядоченный* типы распределения химических элементов — два крайних случая, отвечающих разным климатическим типам выветривания на суше. Реконструкция форм миграции химических элементов в древних отложениях путем прямого фракционирования проб затруднительна, поскольку разнообразие новые минеральные образования, возникающие на стадиях диагенеза, катагенеза, метаморфизма и выветривания, весьма сильно искажают первоначальное положение химического элемента в ряду гранулометрических фракций; при этом чем сильнее затронута осадочная порода вторичными преобразованиями, тем более безнадежна должна быть попытка непосредственно определить химический состав механических взвесей, вносившихся в палеоводоем.

Как это было показано в ряде предшествующих публикаций (Холодов и др., 1977; Гаврилов, 1977), миоценовые отложения Восточного Предкавказья представляют собой толщи морских илов, испытавших лишь диагенетические преобразования, стадия катагенеза в этих отложениях оказалась сильно редуцированной и проявилась в виде локального песчаного диапиризма, захватившего нижнюю часть чокрака и, возможно, в форме уплотнения глин в ходе орогенеза (Холодов, 1976; Холодов, Недумов, 1978). Относительно поздними процессами, связанными с погружением осадочных отложений в зону повышенных температур и давлений, т. е. явлениями регионального катагенеза и метаморфизма, эти песчано-глинистые отложения практически не затронуты. Процессы выветривания также оказали сравнительно небольшое влияние на геохимические особенности исследуемых толщ; их преимущественно механическое воздействие было также специально обосновано нами ранее (Холодов, Гаврилов, 1974).

Все сказанное позволяет надеяться, что слабо измененные вторичными преобразованиями песчано-глинистые отложения миоцена Предкавказья являются тем очень редким геологическим объектом, на примере которого можно попытаться определить формы миграции химических элементов не косвенными способами, а непосредственно, путем фракционирования проб. Результатам такого исследования и посвящена данная статья.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения вопроса, в каких фракциях накапливались элементы, приносимые с суши в чокракско-караганские палеоводоемы, нами было отобрано пять наиболее типичных образцов — по одному из разрезов среднего миоцена, обнажающихся по рекам Урух, Фонтанга, Сулак и два из разреза р. Суадаг-Дон. Два из пяти образцов имели существенно глинисто-алевролитовый состав, остальные три — песчаный.

Все отобранные образцы были дезинтегрированы без применения кислот, а затем подвзвешены комбинированному гранулометрическому анализу; при этом для анализа использовались навески в 50—100 г, для песчаных разностей и 140—150 г — для глинисто-алевролитовых. По методу Сабанина, отмучиванием выделялась фракция $< 0,01$ мм с последующим ее разделением на две части: $< 0,001$ и $0,01—0,001$ мм. После отмучивания частицы $> 0,01$ мм рассеивались на наборе сит с наимень-

Гранулометрический состав песчаников, алевролитов и глин чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья

Номер образца, горизонт, разрез	Фракция, мм						сумма
	<0,001	0,001—0,01	0,01—0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	>0,5	
1969, чокрак, р. Суадаг-Дон	0,1314	0,9981	12,1190	33,2600	3,2107	0,0366	49,7558
	0,26	2,01	24,36	66,85	6,45	0,07	100
770, чокрак, р. Фор- танга	0,5097	1,0380	23,1767	97,5875	6,7375	0,0451	129,0945
	0,39	0,80	17,95	75,59	5,22	0,03	99,98
1132, чокрак, р. Су- лак	0,6365	0,9242	19,1392	45,5842	5,7515	0,7312	72,7656
	0,87	1,27	26,30	62,65	7,90	1,00	99,99
660, караган, р. Урух	18,8460	39,6210	81,7690	24,4950	2,2240	12,5190	179,4740
	11,30	23,70	49,00	14,70	1,30	—	100
2001, караган, р. Суадаг-Дон	73,5850	53,3130	5,9950	2,3330	0,6000	0,1230	135,9490
	54,10	39,20	4,40	1,70	0,40	0,10	99,90

Примечание. В числителе дроби — вес, г, в знаменателе — содержание, %.

шими отверстиями 0,1 мм. Из табл. 1 следует, что обр. 1969, 770 и 1132 представляют собой алевритовые песчинки, обр. 660 ближе всего отвечает глинистому алевролиту, а обр. 2001 является сравнительно чистой глиной с небольшой примесью фракции >0,01 мм.

Во всех выделенных фракциях изучалось распределение 12 химических элементов. В химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками Е. В. Шурыгиной и З. В. Жигальцовой определялось содержание Fe, Mn, Ti. В спектральной лаборатории количественным методом установлено содержание Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ga, Ge, Mo.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения выделенных гранулометрических фракций приводятся в табл. 2. При ее рассмотрении прежде всего обращает на себя внимание существенное различие в геохимической характеристике песчаников (обр. 1969, 1132, 770) и глинисто-алевролитовых пород (обр. 660, 2001). Действительно, в песчаниках максимальные содержания химических элементов обычно локализуются в тонкопелитовой фракции (<0,001 мм). Хотя в связи с недостатком выделенного материала во многих пробах не удалось определить содержание Fe, Ti и Mn, в таблице хорошо видно, что именно с тонкопелитовой фракцией почти всегда связаны концентрации V, Cr, Pb, Ga, Ni, Co, Mo.

Кроме тонкопелитовой фракции, некоторые элементы в песчаниках заметно обогащают грубопелитовую (0,01—0,001 мм) и алевритовую (0,01—0,1 мм). К числу таких элементов в первую очередь принадлежат Fe, V, Ti, Cu, Pb, отчасти Cr. Менее типичны для грубых фракций высокие содержания Ni, Co, Ge и Mo. Характерно, что в алевритовой фракции песчаников очень интенсивно накапливается Cr; кроме того, спорадически в ней обнаруживаются высокие содержания Ti и Fe. Во фракции >0,25 мм иногда также встречаются повышенные количества Fe, V, Ti, Cr и даже Pb; часть этих элементов связана с зернами магнетита и глауконита, заметно обогащающими концентрат, состоящий в основном из кварцевых зерен. В целом, однако, высокие содержания элементов для этой фракции не типичны.

Для более полной характеристики изученных проб нами была сделана попытка оценить распределение тех же 12 химических элементов по фракциям не в процентах, а в массах (в г) на 100 г вещества. При

Таблица 2

Распределение химических элементов в гранулометрических фракциях изученных образцов

Номер образца, проба	Фракция, мм	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo
		%			10 ⁻⁴ %								
1969, песчаник	>0,25	0,34	Нет	Сл.	<15	~10	≤10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,1—0,25	0,39	0,005	0,05	<15	<10	≤10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01—0,1	0,67	0,01	0,26	18	200	20	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,001—0,01 <0,001	2,46	0,01	0,24	70	127	307	>500	9	31	11	<1,5	<1,5
1132, песчаник	>0,5	1,12	Нет	0,15	31	103	13	30	<5	13	<10	<1,5	<1,5
	0,25—0,50	0,61	0,005	0,14	18	78	11	<30	<5	11	<10	<1,5	<1,5
	0,1—0,25	0,56	0,005	0,15	18	87	10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01—0,1	0,95	0,01	0,36	58	215	30	<30	12	11	<10	<1,5	<1,5
	0,001—0,01 <0,001	4,02	0,01	0,51	155	120	262	≈500	28	52	11	2,2	1,9
		Не определялось			237	150	330	335	40	66	15	2,6	2,6
770, песчаник	>0,25	0,34	0,005	0,03	<15	<10	<10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,1—0,25	0,28	0,005	0,03	<15	11	<10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01—0,1	1,45	0,01	0,19	19	135	13	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,001—0,01 <0,001	1,90	0,005	0,33	45	53	190	500	8	20	<10	<1,5	<1,5
		Не определялось			81	77	210	427	14	23	16	<1,5	<2,5
660, алевроит глинистый	>0,25	5,02	0,04	0,26	33	32	29	24	<5	20	10	<1,0	1,8
	0,1—0,25	2,90	0,06	0,26	38	28	22	58	5	20	10	<1,0	1,8
	0,01—0,1	3,07	0,07	0,51	86	76	40	68	16	42	19	1,8	2,2
	0,001—0,01	4,19	0,07	0,51	91	67	44	90	16	40	12	1,4	1,7
	<0,001	3,91	0,05	0,41	75	64	36	65	12	36	14	1,0	1,5
2001, глина	>0,1	2,79	0,05	0,41	86	66	56	61	12	34	14	1,0	2,0
	0,01—0,1	3,35	0,06	0,41	90	71	50	79	12	33	14	1,00	1,8
	0,001—0,01	3,91	0,05	0,41	70	58	40	78	12	39	14	<1,0	1,8
	<0,001	2,79	0,05	0,38	56	62	38	45	11	32	14	1,0	2,5

этом рассчитывалось процентное содержание данной фракции в 100 г породы, а затем вычислялось содержание элемента в этой гранулометрической фракции в граммах; результаты представлены в табл. 3.

Из нее следует, что хотя подавляющая часть химических элементов, сосредоточенных в песчанниках, заключена во фракции 0,1—0,25 мм, значительная часть Cr, Ti, Fe и Mn во всех пробах, а также V, Pb и Ga в обр. 1132 находится во фракции 0,01—0,1 мм. При этом главным носителем Cr и Ti в песчаных породах миоцена в большей степени является алевритовая фракция, нежели песчаная.

Возвращаясь к рассмотрению табл. 2, следует отметить, что в глинисто-алевролитовых породах наблюдается несколько иная картина. Прежде всего видно, что распределение элементов по фракциям здесь заметно сглаживаются, делаются более ровным. В алевролите (обр. 660) наибольшее содержания перемещаются в грубопелитовую и алевролитовую фракции; в них заметно концентрируются Fe, Mn, Ti, V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge, причем к фракции 0,001—0,1 мм тяготеет Fe, V и Cu, а к фракции 0,01—0,1 мм — Cr, Ge и Mo.

Характерно, что грубая песчаная фракция в алевролитах по сравнению с той же фракцией в песчанниках ($>0,25$) обычно оказывается заметно обогащенной Fe и Ti; это связано со значительным увеличением в ней зерен лимонита, магнетита, лейкоксена и ильменита.

В глине (обр. 2001) распределение элементов по фракциям усредняется в еще большей степени; большинство элементов примерно в равных количествах встречается в тонкопелитовой, грубопелитовой, алевритовой и песчаной фракциях. Только содержания Fe, V, Cr и Cu несколько возрастают в грубопелитовой и алевролитовой части породы, Pb предпочтительно накапливается в песчано-алевролитовых фракциях, а Ni и Mo обнаруживают некоторое (правда, незначительное) увеличение содержания в пелитовой составляющей.

В соответствии с данными табл. 3, в алевролитах (обр. 660) главным носителем большинства элементов является преобладающая фракция 0,01—0,1 мм и только примерно половина их заключена в грубопелитовой фракции (0,001—0,01 мм). В глинах (обр. 2001) главная масса элементов равным образом распределяется между грубо- и тонкопелитовой фракциями (0,001—0,01 и $<0,001$ мм).

Итак, при оценке распределения химических элементов по гранулометрическим фракциям изученных проб (см. табл. 2) определенно выявляются две четкие тенденции. Во-первых, содержания большинства элементов заметно возрастают по мере уменьшения размерности включающих их обломочных частиц. Во-вторых, на этом фоне сравнительно ограниченная группа химических элементов (Fe, Ti, Cr, V и др.) обнаруживает тесную связь с алевролитовой обломочной фракцией, в которой их содержания нередко также растут.

Любопытно, что по характеру распределения 12 изученных химических элементов довольно явно распадаются на две группы. К первой группе принадлежат Fe, V, Cr, а также Pb и Cu. Обычно их содержания в разных гранулометрических фракциях изменяются чрезвычайно контрастно; они сильно накапливаются в одной или двух фракциях и почти полностью отсутствуют в остальных. Распределение их содержаний показывает значительную дисперсию.

Вторая группа включает Co, Ge, Mo и Mn; они обычно весьма равномерно, или монотонно, распределяются в разных фракциях, причем содержания их чаще всего слабо возрастают от грубых фракций к тонким.

Следует подчеркнуть, что состав двух выделенных групп химических элементов непостоянен и несколько варьирует в песчанниках и глинисто-алевролитовых породах. Действительно, в песчанниках к первой группе элементов присоединяются Ti, Ga и Ni, которые ведут себя здесь сходно с Fe, V, Cr, Pb и Cu. В то же время поведение Ti, Ga и Ni в глини-

Таблица 3

Массы химических элементов в различных гранулометрических классах изученных проб

Номер образца, порода	Фракция, мм	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo
		10 ⁻² г/100 г				10 ⁻⁴ г/100 г							
1969, песчаник	>0,25	2,22	Нет	Сл.	<0,98	~0,65	≈0,65	<1,98	<0,33	<0,65	<0,65	<0,40	<0,10
	0,1—0,25	26,07	0,33	3,34	<10,03	<6,69	≈6,69	<20,06	≈3,34	<6,69	<6,69	<1,00	<1,00
	0,01—0,1	16,32	0,24	6,33	4,38	48,72	4,87	<7,31	<1,22	<2,44	≈2,44	<0,37	<0,37
	<0,001—0,01	4,94	0,02	0,48	1,41	2,55	6,17	>10,05	0,18	0,62	0,22	<0,03	<0,03
Не определялось													
1132, песчаник	>0,5	1,12	Нет	0,15	0,31	1,03	0,13	0,30	<0,05	0,13	<0,10	<0,02	<0,02
	0,25—0,5	4,82	0,04	1,11	1,42	6,16	0,87	<2,37	<0,40	0,87	<0,79	<0,12	<0,12
	0,1—0,25	35,08	0,31	9,40	11,28	54,51	6,27	<18,80	<3,13	<6,27	<6,27	<0,94	<0,94
	0,01—0,1	24,99	0,26	9,47	15,25	56,55	7,89	<7,89	3,16	2,89	<2,63	<0,39	<0,39
0,001—0,01	5,11	0,01	0,65	1,97	1,52	3,33	6,35	0,36	0,66	0,14	0,03	0,02	
<0,001		Не опред.		2,06	1,31	2,87	2,91	0,35	0,57	0,13	0,02	0,02	
770, песчаник	>0,25	1,79	0,03	0,16	<0,79	<0,53	<0,53	<1,58	<0,26	<0,53	<0,53	<0,08	<0,08
	0,1—0,25	21,17	0,38	2,27	<11,34	8,31	<7,56	<22,68	<3,78	<7,56	<7,56	<1,13	<1,13
	0,01—0,1	26,03	0,18	3,41	3,41	24,23	2,33	<5,39	<0,90	<1,80	<1,80	<0,27	<0,27
	0,001—0,01	1,52	0,01	0,26	0,36	0,42	1,52	4,00	0,06	0,16	<0,08	<0,01	<0,01
<0,001		Не опред.		0,32	0,30	0,82	1,67	0,05	0,17	0,06	<0,01	0,01	
660, алевролит глинистый	>0,25	6,50	0,05	0,34	0,43	0,42	0,38	0,31	0,07	0,26	0,13	<0,01	0,02
	0,1—0,25	42,6	0,88	3,82	5,59	4,12	3,23	4,12	0,74	2,94	1,47	<0,15	0,26
	0,01—0,1	150,4	3,43	25,0	42,14	37,24	19,60	33,32	7,84	20,58	9,31	0,88	1,08
	0,001—0,01	99,30	1,66	12,09	21,57	15,88	10,43	21,33	3,79	9,48	2,84	0,33	0,40
<0,001	44,20	0,57	4,63	8,48	7,23	4,07	7,35	1,36	4,07	1,58	0,11	0,17	
2001, глина	>0,1	6,14	0,11	0,90	1,89	1,45	1,23	1,34	0,26	0,75	0,31	0,02	0,04
	0,01—0,1	14,74	0,26	1,80	3,96	3,12	2,20	3,48	0,53	1,45	0,62	0,04	0,08
	0,001—0,01	153,3	1,96	16,07	27,44	22,74	15,68	30,58	4,70	15,29	5,49	<0,39	0,71
	<0,001	150,9	2,71	20,56	30,30	33,54	20,56	24,35	5,95	17,31	7,57	0,54	1,35

сто-алевролитовых разностях резко меняется; здесь они весьма равномерно обогащают различные гранулометрические фракции, напоминая этим Co, Ge, Mo и Mn. Возможно, что такое своеобразие в распределении Ti, Ga, Ni объясняется сменой состава минералов-носителей при переходе от песчаной к глинисто-алевритовой части разреза. Действительно, просмотр прозрачных препаратов фракций показал, что Ti в грубых фракциях песчаников скорее всего связан с магнетитом (титанистый магнетит), тогда как в соответствующих фракциях алевролитов он заключен в магнетите, лейкоксене и ильмените.

В целом особенности поведения химических элементов в разных гранулометрических фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья можно представить в виде следующей схемы:

Породы	Контрастное распределение	Монотонное распределение
Песчаники	Fe, V, Cr, Ti, Ga, Pb, Cu, Ni	Co, Ge, Mo, Mn
Глинисто-алевролитовые	Fe, V, Cr, Pb, Cu	Ti, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Mn

Нельзя не отметить, что предлагаемая группировка химических элементов относится к осадочным отложениям, прошедшим уже стадии седиментации и диагенеза, причем именно диагенетические преобразования в нашем случае могли несколько изменить формы нахождения некоторых элементов и, таким образом, исказить их первичное положение в гранулометрическом спектре фракций.

Для того чтобы реконструировать распределение химических элементов во фракциях среднемиоценовых осадков, необходимо выявить те диагенетические процессы, которые могли существенно повлиять на формы нахождения изученных элементов и внести в нашу схему соответствующую поправку. Из диагенетических процессов, реализованных в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья, хорошо изучены глауконитообразование, формирование сульфидных и карбонатных конкреций. Среди них для нас наибольшее значение может иметь именно формирование диагенетических сульфидов.

Действительно, в песчаниках и глинах миоценового профиля очень широким распространением пользуются диагенетические сульфидные стяжения, реже прожилки, сложенные пиритом. Размеры их варьируют от 1 мм до 1 и даже до 3—5 см в диаметре, а количество крупных стяжений на некоторых интервалах разрезов рек Элистанжи и Фортанга достигает 50 кг/м³; кроме того, в породе присутствует множество микроскопических включений сульфидов, которые количественно учесть очень трудно. Как показали стадийные исследования (Гаврилов, 1977), рассеянные в пластах сульфидные конкреции образовались на самых ранних стадиях диагенеза в результате разложения органического вещества, микробиологического восстановления сульфатов, формирования сероводорода в илах и диффузионного стягивания элементов к центрам конкрециообразования еще в верхних пластах ила. Значительно позднее начали формироваться карбонатные стяжения.

Кроме Fe в образовании диагенетических сульфидов, по-видимому, активное участие принимали Pb, Ni, Cu, отчасти Co и Mo; об этом свидетельствует прямое определение интересующих нас элементов в 10 образцах вмещающих глинистых пород, а также в 9 образцах заключенных в них пиритовых стяжений, выполненное в спектральных лабораториях ГИН АН СССР (И. Ю. Лубченко) и ИГЕМ АН СССР (В. Г. Хитров). Среднее содержание некоторых элементов-примесей в сульфидных стяжениях, выделенных из разрезов рек Суадаг-Дон и Элистанжи, и во вмещающих их глинах, а также коэффициенты их концентрации K_k приведены в табл. 4. Очевидно, что Ni, Co и Pb, а возможно, и другие элементы заметно накапливались вместе с Fe в процессе формирования сульфидных стяжений, просечек и прожилков.

Таблица 4

Средние содержания Ni, Co, Pb, Mo в сульфидных конкрециях (А), вмещающих глинистых породах (Б), % и коэффициент их концентрации (чокракско-караганские отложения, Восточное Предкавказье)

Элемент	А	Б	K_k
Ni	540	44	12,3
Co	1000	18	5,6
Pb	350	30	17,5
Mo	Не опред.	3,1	Не опред.

Формирование карбонатных конкреций приводит к тому, что ряд элементов, их составляющих, слагает твердые тела, которые при дроблении, предшествующем гранулометрическому анализу, могут давать крупные обломки. Благодаря этому элементы, первоначально связанные с тонкими взвесями, попадают в грубообломочные фракции. Очевидно, также, что до диагенетических преобразований основная масса этих элементов мигрировала в среднемиоценовый палеобассейн, как и в любой другой гумидный бассейн, в форме очень тонкой взвеси и растворов (Страхов, 1954; Холодов, Гаврилов, 1974). Поэтому, отбросив все более поздние диагенетические превращения минералов и мысленно восстановив поведение изученных нами химических элементов в собственно седиментационную стадию, при захоронении на дне чокракско-караганского палеоводоёма, мы можем особенности их распределения представить в следующем виде:

Осадки	Контрастное распределение	Монотонное распределение
Песчаные	V, Cr, Ti, Ga, Fe	Ni, Co, Ge, Mo, Mn, Pb, Cu
Глинисто-алевролитовые	V, Cr, Fe	Ti, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Mn, Pb, Cu

Напомним, что ближе всего к изученным нами отложениям среднего миоцена по геохимическим особенностям стоят современные осадки Черного моря. При изучении поведения химических элементов в поверхностном слое современных осадков на площади этого бассейна Н. М. Страхов с сотрудниками (1971) выделили три группы элементов. В первую группу вошли Zr, V, Cr, Ti, Ge; для них характерна миграция в речных водах главным образом в виде грубых взвесей. В распределении по площади моря эти элементы образуют периферические максимумы и почти не накапливаются в халистазах. Вторую группу составляют Mn, P, W, As, Cu, U, Mo, Se; они при миграции в реках обладают существенной долей растворенных и коллоидных форм и потому образуют пелагические максимумы на площади бассейна. Наконец, третью группу составляют Pb и Zn, распространенные по фракциям сходно со второй группой, но на площади водоёма сконцентрированные крайне прихотливо.

Хотя непосредственно сравнивать геохимию осадконакопления в Черном море с геохимией осадконакопления в миоцене затруднительно в связи с несравненно большим гранулометрическим диапазоном чокракско-караганских отложений, все же создается впечатление, что геохимические особенности среднемиоценовой седиментации достаточно сходны с черноморской. Действительно, и здесь и там отчетливо выделяются две главные группы элементов: тесно связанные с гранулометрическим составом более грубых взвесей (Алекин, 1951) и почти не зависящие от гранулометрического состава, скорее тяготеющие к тонким фракциям (Бруевич, Аничкова, 1941). К первой группе во взвесах рек Черноморского бассейна, а также в его осадках принадлежат Zr, V, Cr, Ti и Ge с некоторой долей условности сюда же можно отнести Fe, хотя

Н. М. Страхов с соавторами (1971) этот элемент объединяли с элементами второй группы.

В миоценовых отложениях Предкавказья в эту группу элементов также входят V, Cr, Fe, а в некоторых случаях и Ti; Zr в изученных нами пробах не определялся. Отсутствие в этой группе элементов Ge и, наоборот, присутствие Ga несколько отличает геохимию чокракско-караганских толщ от геохимии современных черноморских осадков.

Следует, однако, подчеркнуть, что и тот и другой элемент принадлежат к рассеянным, формы миграции которых обычно определяет минерал-хозяин. То обстоятельство, что Ga весьма близок с Al и легко замещает этот элемент в кристаллических решетках алюмосиликатов — полевых шпатов, слюд и других устойчивых минералов (Вершковская, 1964), могло способствовать его концентрации в грубой алевритовой фракции; наоборот, полиморфизм Ge, который в одних случаях входит в состав цирконов, гранатов, слюд и прочих устойчивых минералов, а в других образует легко окисляющиеся сульфиды (Жукова, 1964) и перемещается в водах рек в виде истинных растворов (Ломашев, 1961), возможно, определял его переход в группу водных мигрантов.

Ко второй группе элементов и в современных черноморских осадках и в миоценовых отложениях относятся Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Mn, Ge; иногда в глинистых отложениях чокрака и карагана к ним присоединяются Ti и Ga, но это обстоятельство нельзя считать типичным. Большинство этих элементов мигрирует в реках главным образом в форме растворов, заносится далеко в пелагиаль, где они образуют максимумы в халистазах, а в процессах диагенеза (за исключением Mn) легко входят в состав сульфидов. Именно благодаря этому обстоятельству отдельные элементы второй группы (Pb, Cu, Ni) в миоценовых отложениях при фракционировании показывают характерное контрастное распределение (см. табл. 2).

В целом, как видим, несмотря на отдельные нюансы, главнейшие формы поступления химических элементов в среднемиоценовый палеоводоем юга СССР в общих чертах оказались сходными с современными черноморскими.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин О. А. Ионный сток и средний состав речной воды для территории СССР.— Тр. ГГИ, 1951, вып. 33.
- Бруевич С. В., Аничкова Н. И. Химия речного стока в Каспийское море.— Тр. Комис. по компл. изуч. Каспийского моря, 1941, вып. 14.
- Вершковская О. В. Галлий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964.
- Волков И. И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море (на примере Черноморского бассейна).— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Гаврилов Ю. О. Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водоемах.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Жукова А. С. Германий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. X. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов). В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Ломашев И. П. К вопросу о формах миграции германия при литогенезе.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географиздат, 1952.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Нестеров И. Л. Формы миграции элементов в реке Оби.— Геохимия, 1960, № 3.

- Страхов Н. М.* Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С.* К геохимии нефтеносных отложений.— В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. С., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2.
- Холодов В. Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. I. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. Статья II. О происхождении глинистых минералов среднемиоценовых отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Холодов В. Н., Недумов Р. И.* Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породообразования.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2.
- Gilluly J.* Geologic contrasts between continents and ocean basins.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., v. 62, N 4, 1955.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
14.V.1979

УДК 550.4 : 552.323.5

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СВЕЖИХ И ИЗМЕНЕННЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ СТЕКЛАХ ИСЛАНДИИ

А. Р. ГЕПТНЕР, М. А. СЕЛЕЗНЕВА

Излагаются результаты рентгеноспектрального микрозондирования свежей сидеромелановой и тахилитовой гиалокластки и поведение петрогенных элементов при гидротермальном изменении сидеромелана. Установлена интенсивная миграция Ca, Na, Mg из стекла при его изменении. Отмечено перераспределение Ti в пределах зоны изменения стекла. Установлено, что K в низкощелочных базальтоидах сконцентрирован в стекле.

При извержении базальтовой магмы нередко образуется большое количество рыхлого стекловатого материала. Его особенности в значительной степени зависят от обстановки извержения. При субаэральных извержениях преобладает тахилитовый тип гиалокластки, составляющей основную массу тефры. Обычно стекло в этом случае забито мельчайшими кристаллами титаномагнетита, а в случае извержения особенно жидких и очень горячих порций магмы стекло содержит в основном микролиты плагиоклаза. При субаквальных извержениях образуется значительно больше стекловатого материала. Это и гидроэксплозивные туфы, и разнообразная гиалокластка подводной пульверизации расплава или же шелушения стекловатой корки подушечных лав. При подводных извержениях формируется главным образом гиалокластка с сидеромелановым стеклом. Этот тип базальтовой гиалокластки отличается тем, что, помимо редких кристаллов плагиоклаза, оливина, пироксена или их сростков и очень редких выделений рудного минерала, кристаллы в стекле отсутствуют. Стекловатая масса породы, в различной степени пористая, при наблюдении в оптический микроскоп представляется совершенно однородной.

Базальтовое вулканическое стекло разных типов в процессе последующих изменений ведет себя по-разному. Наиболее устойчивы тахилитовые типы гиалокластки и особенно те их разновидности, где в большом количестве присутствует рудный минерал. Напротив, сидеромелановая гиалокластка очень чувствительна к воздействию внешней среды. Исследование базальтовых толщ, сложенных лавами и гиалокластами, показало, что образование комплекса разнообразных вторичных минералов на низкотемпературной монтмориллонит-цеолитовой стадии изменения связано в первую очередь с преобразованием сидеромелановых стекол.

Петрографически различные тахилитовые и сидеромелановые гиалокластиты сходны по химическому составу. Имеющиеся сейчас данные определения химического состава валовых проб, включающих помимо стекла вкрапленники различных минералов, не могут вскрыть характерные особенности состава различных типов природных стекол. Еще меньше удастся узнать при валовом анализе о характере поведения петрогенных элементов стекол в процессе их изменения. Получить необхо-

димые сведения позволяет исследование образцов пород методом рентгеноспектрального микроанализа.

В настоящей работе излагаются результаты такого исследования базальтовых стекол подушечных лав, подвергшихся изменению в зоне низкотемпературного регионального гидротермального метаморфизма. Региональная гидротермальная переработка пород, происходящая в результате воздействия подогретых подземных пластовых вод, нередко распространяется на многие десятки километров и охватывает огромные объемы пород. Изучение характера распределения и поведения породообразующих элементов в свежих и измененных сидеромелановых стеклах, образовавшихся на дне моря, может быть полезным для уточнения условий образования вторичных минералов, возникающих в результате гидротермальной переработки базальтоидов на дне океанов. Детальные сведения о характере распределения элементов в свежих и измененных базальтоидах разного типа совершенно необходимы для уточнения условий формирования основных компонентов солевого состава гидротермальных систем.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования особенностей распределения петрогенных элементов в базальтовом стекле были отобраны образцы из стекловатой корки и самих подушечных лав, залегающих в виде мощного покрова на морских отложениях верхнеплиоценовой ледово-морской формации Брейдавик в Исландии (Гептнер, 1978). Сравнительный анализ характера распределения петрогенных элементов в корке закалки и в подушечных лавах позволяет выявить такие особенности, которые связаны с различной скоростью остывания расплава одного и того же состава. Интересно также было установить характер поведения петрогенных элементов сидеромеланового стекла корки закалки и стекла, расположенного в интерстиционных промежутках подушечных базальтов, при гидротермальном изменении пород.

Все породы морских, ледниковых и вулканогенных отложений формации Брейдавик в межзерновых и поровых пустотах содержат большое количество выделений монтмориллонита, цеолитов, аморфного кремнезема и кальцита. Состав вторичных минералов и их равномерное распределение по всей толще пород, а также характер взаимоотношения с вмещающими породами разного генезиса не оставляют сомнений в том, что образование их связано с региональной гидротермальной деятельностью, наложенной на толщу пород, погрузившуюся ниже уровня подземных вод. Монтмориллонит-цеолитовая зона регионального гидротермального метаморфизма характеризуется относительно слабой переработкой пород и широким развитием вторичных минералов цемента. Здесь наряду с измененными в большом количестве присутствуют и свежие участки пород. Для исследования на микроанализаторе были подобраны такие образцы сидеромелановых стекол, где без нарушения структуры можно было наблюдать переход свежего материала в измененный и одновременно исследовать аутигенные компоненты, синтезированные из гидротермальных растворов. Рентгеновский микроанализ проводился на микроанализаторе MS-46 в режиме сканирования. Измерения выполнялись при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе 50 мА. На выбранных участках поверхности шлифов площадью 200×200 мкм² наблюдалась качественная картина распределения Si, Al, Ca, Na, Fe, Mg, K и Ti в $K\alpha_1$ линиях рентгеновского излучения.

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В исследованном покрове все подушечные, шаровые, колбасообразные и тому подобные обособления лавы с поверхности покрыты тонкой (не более 1—2 см) коркой закалки, быстро сменяющейся во внутрь

основной массой базальтов. Структура базальтов стекловато-кристаллическая с порфиристыми выделениями. В основной массе породы микролиты плагиоклазов, пироксена и реже оливина погружены в стекло, забито рудной пылью (тахилитовое стекло). Породы корки закалки разбиты густой сетью разноразмерных трещин. Основная масса породы плотная, с редкими радиально расходящимися из центра подушечной отдельности трещинами.

Корка закалки сложена сидеромелановым стеклом с редкими вкрапленниками оливина, пироксена и плагиоклаза (до 0,5—1 мм) и микролитами плагиоклаза и пироксена (от 2 до 300 мкм). От внешнего края корки внутрь лавового тела количество микролитов плагиоклаза не меняется, а содержание пироксена резко увеличивается. На некоторых участках (обычно с большим содержанием микролитов) вокруг вкрапленников плагиоклаза и реже пироксена появляются оторочки, состоящие из мельчайших зерен пироксена (от 1 до 20 мкм), и одновременно появляются неправильные скопления их в массе стекла. Характерная особенность петрографического состава корки закалки — наличие тончайших кристаллитов, обрастающих микролиты и вкрапленники плагиоклаза в виде сплошного покрова (толщиной 2—5 мкм) и напоминающих при больших увеличениях (в 400—500 раз) «реснички». Диагностировать кристаллиты с помощью оптического микроскопа не представляется возможным. Хорошая сохранность кристаллитов в зоне палагонитизации наряду со свежими микролитами плагиоклаза и пироксена указывает на их кристаллическое состояние и отличный от стекла состав. Кристаллиты в базальтовых стеклах Исландии встречены в сидеромеланах десквамационных гналокластитов, в оторочках закалки даек, в гидроэксплозивных туфах и в импульверизационных гналокластитах. В некоторых случаях в сидеромелановой корке закалки можно проследить увеличение размеров кристаллитов и превращение их в крупные вариолы с четкими внешними контурами, а затем постепенное замещение вариолитовых стекол базальтами.

Эти факты позволяют считать, что кристаллиты образуются одновременно с остыванием и остеклованием расплава. Сидеромелановое стекло внешней части лавовой подушки в глубь ее быстро сменяется тахилитовым. В корке закалки и в базальтах основной части лавового тела состав, размер и последовательность образования порфиристых выделений (оливин, плагиоклаз, пироксен) одинаковы. Сходны состав, размер и характер распределения микролитов. От корки закалки базальты отличаются прежде всего тем, что стекло в них забито тончайшей пылью рудных минералов, видимо, титаномagnetитового состава и они содержат значительно больше микролитов пироксенов. Важно отметить, что в базальтах внутри некоторых крупных минералов плагиоклазов наблюдаются включения сидеромеланового стекла. Химический состав подушечных базальтов приведен в таблице, А. Обращает внимание большее содержание в них воды по сравнению с известными заведомо свежими голоценовыми базальтами (Исландия..., 1978). Этот факт указывает на то, что процессами изменения затронуты не только внешние, сильно растрескавшиеся части лавовых тел, но и внутренние, плотные, петрографически представляющиеся совершенно свежими.

Начальные этапы изменения сидеромеланового стекла известны как процесс его палагонитизации. Палагонитизация всегда начинается с периферии и проникает в глубь стекла по трещинкам. В оптический микроскоп хорошо видно, что в начале разрушения структуры стекла возникает тончайшая система вытянутых, изгибающихся пустот («корешковый» характер разрушения сидеромеланов) (Гептнер, 1977). При дальнейшем развитии процесса к внешнему краю обломка стекла «корешковый» тип палагонитизации сменяется обычно зональным сильно пористым палагонитом. Оптическими наблюдениями легко установить, что в зоне пала-

Химический состав подушечных лав и продуктов гидротермального изменения базальтов, десквамационных и гидроразрывных сидеромеланов, %

Компонент	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж
SiO ₂	48,50	43,62	43,74	39,94	37,46	37,52	39,98
TiO ₂	2,54	0,41	1,37	2,53	2,75	1,99	0,68
Al ₂ O ₃	11,94	12,84	11,30	11,42	9,57	10,31	19,61
Fe ₂ O ₃	3,60	5,93	12,14	13,77	13,30	20,95	9,87
FeO	11,30	0,67	1,38	0,30	2,15	0,44	2,77
MnO	0,25	0,12	0,28	0,14	0,21	0,13	0,11
CaO	11,12	6,17	6,01	4,15	5,31	4,83	1,90
MgO	6,54	9,38	6,55	4,47	7,28	4,47	4,36
Na ₂ O	2,54	0,11	1,29	0,46	0,43	0,39	0,07
K ₂ O	0,46	0,40	1,02	0,56	0,26	0,83	0,15
H ₂ O ⁺	0,40	8,84	6,94	7,66	7,45	5,85	7,62
H ₂ O ⁻	0,60	11,10	7,74	14,18	13,22	11,27	12,36
CO ₂	—	—	0,14	—	—	—	—
C	—	—	0,09	—	0,02	0,16	—
P ₂ O ₅	0,38	0,17	0,69	0,11	0,11	0,48	0,06
Сумма	100,17	99,76	100,68	99,69	99,52	99,62	99,54

Примечание. Кремневидный цемент представляет аморфную массу, в которой не удается обнаружить какие-либо минеральные формы. А — подушечные лавы, Брейдавик; Б — В — кремневидный цемент; Б — Хвалфьордур. В — Брейдавик; Г — Е — монтмориллонитовый цемент сидеромелановых туфов, Тьоднес; Ж — монтмориллонит из базальтов, Тьоднес. Анализ выполнен в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

гонитизации преобладают окисные формы Fe, но кроме полосчатых, глобулярных или равномерно распределенных гидроокислов Fe здесь не видно других минеральных новообразований. Известны и бесцветные безжелезистые палагониты, образующиеся на гидротермальных полях в зонах каолинообразования и выветривания.

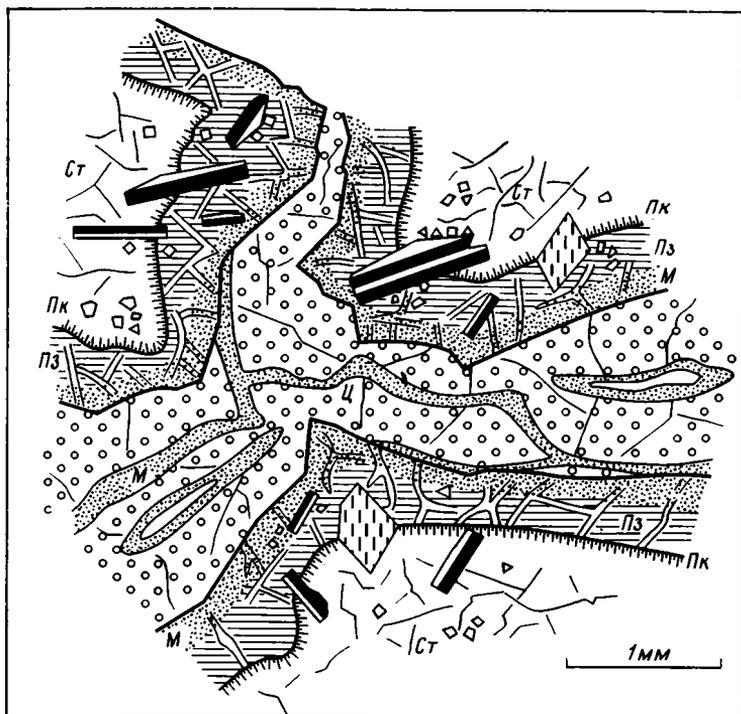
В настоящее время определено, что палагонитизация характеризуется интенсивным выносом из стекла Ca и Na, окислением Fe и оводнением остающегося силикатного каркаса. При этом по сравнению со свежим стеклом мало изменяется содержание Al, Mg, Ti, K и P. Однако в каждом конкретном случае количественные соотношения вынесенных из стекла элементов могут сильно варьировать в зависимости от особенностей физико-химической обстановки палагонитизации (Гептнер, 1977).

Межзерновые микропустоты и трещины, пересекающие свежее и палагонитизированное стекло, заполнены оптически изотропным веществом однородной микрокомковатой структуры, иногда с крупными трещинами дегидратации. Контакт этого вещества как с палагонитом, так и с неизмененным стеклом очень четкий. Показатель преломления его значительно ниже, чем у бальзама. О химическом составе этого вещества можно судить по данным, полученным для аутигенного образования такого же типа из толщи подушечных лав Хвалфьордура (Западная Исландия) (см. таблицу, Б). Главными компонентами в порядке их убывания здесь являются SiO₂, Al₂O₃, H₂O, MgO, CaO и Fe₂O₃. По трещинкам и микропустотам в таком кремневидном цементе развит хорошо окристаллизованный, нередко с ясно выраженной метаколлоидной структурой монтмориллонит, неравномерно импрегнирующий и метасоматически замещающий пористый палагонит. Схема взаимоотношения стекла, палагонита, изотропного кремневидного и монтмориллонитового цементов показана на фиг. 1. Важно подчеркнуть, что в зоне палагонитизации изотропного кремневидного и монтмориллонитового цементов минералы-вкрапления остаются совершенно свежими.

К сожалению, выделить в чистом виде монтмориллонит из рассматриваемой породы не представляется возможным. Однако сравнение данных химических анализов всего комплекса новообразованных веществ (палагонит, кремневидный и монтмориллонитовый цементы) (см. таблицу, В), извлеченных из стекловатой корки закалки и монтмориллонитов,

образовавшихся в этом же районе при гидротермальном изменении сидеромелановых туфов и базальтов (см. таблицу, Г — Ж), указывает на их сходство. Однако есть и отличия, заключающиеся в том, что в продуктах изменения подушечных базальтов бухты Брейдавик содержится заметно больше Na_2O (максимально в 18 раз) и K_2O (максимально в 6,8 раза).

Рассмотренный характер структурных взаимоотношений определенно указывает на последовательное образование палагонита, кремнистого и монтмориллонитового цементов. Это подтверждается также и тем, что



Фиг. 1. Характер взаимоотношения стекла, палагонита и вторичных минералов в сидеромелановой корке закалки подушечных базальтов.

Ст — свежее стекло; П_к — зона «корешкового» палагонита; П_з — зональный сильно пористый палагонит, неравномерно импрегнированный и замещенный монтмориллонитом по периферии; М — хорошо окристаллизованный монтмориллонит; Ц — изотропный кремнистый цемент; Пл — плагиоклаз; Ол — оливин, Пир — пироксен

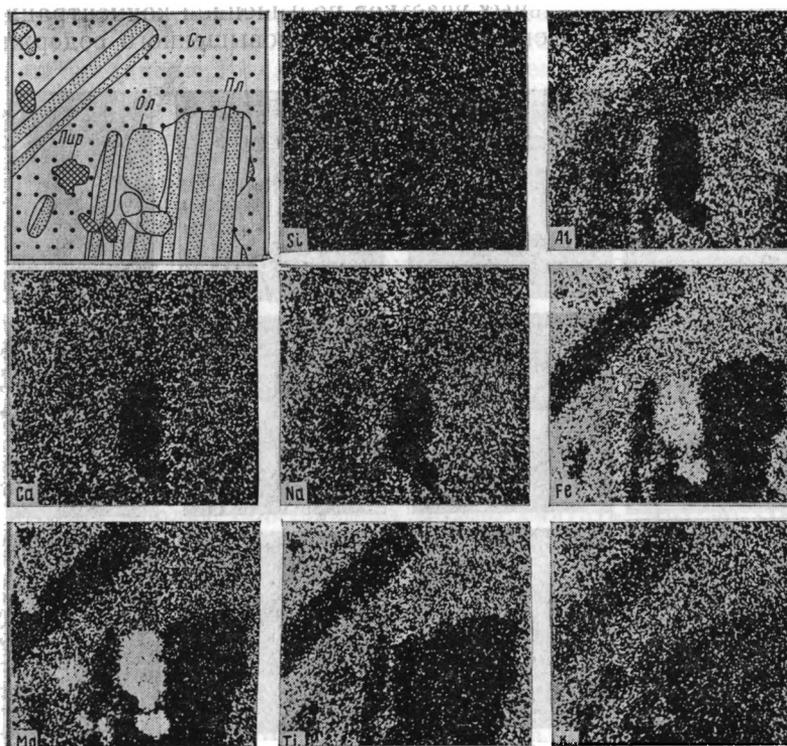
среди гидротермально измененных сидеромелановых гялокластитов встречаются или только палагонитизированные обломки стекол, или же палагонитизированные с кремневидным цементом.

Валовые химические анализы породы или даже отдельные сидеромелановых стекол, палагонита или цементирующего вещества не позволяют со всей определенностью установить особенности поведения петрогенных элементов дифференцированно для зоны палагонитизации, зоны синтеза кремневидного цемента и зоны монтмориллонитов. Данные о распределении петрогенных элементов в этих зонах в образце с ненарушенной структурой получены с помощью рентгеноспектрального микроанализа. Ниже показано, что и характер распределения ряда петрогенных элементов подтверждает отсутствие непосредственной связи во времени образования палагонита, кремневидного и монтмориллонитового цементов. Имеющиеся данные позволяют считать, что образование цементирующего вещества в рассматриваемых породах связано в основном не с процессом палагонитизации или метасоматоза, а с привносом вещества гидротермами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИДЕРОМЕЛАНАХ И ТАХИЛИТАХ

Рентгеноспектральный микроанализ свежего сидеромеланового стекла позволил установить, что по характеру распределения все петрогенные элементы могут быть разделены на две группы: элементы, распространенные в стекле и минералах-вкрапленниках, и элементы, которые концентрируются только в стекле. К первой группе относятся Si, Al, Ca, Na, Fe и Mg, а ко второй — Ti и K. Si и Ca довольно равномерно распределены между стеклом, пироксенами и плагиоклазами, а Al и Na значительно больше в плагиоклазах, чем в стекле. Fe, Mg, Ti и K равномерно распределены в стекле, а в оливинах и пироксенах содержание Mg по сравнению со стеклом резко увеличивается. Ti и K в плагиоклазах, пироксенах и оливинах отсутствуют (фиг. 2).

Петрографическое исследование и сравнительный анализ характера распределения петрогенных элементов в сидеромелановом стекле и заключенных в нем кристаллитах и микролитах позволили установить, что в местах образования в стекле кристаллитов присутствует Ca и увеличено содержание Mg, что свидетельствует о наличии здесь мельчайших



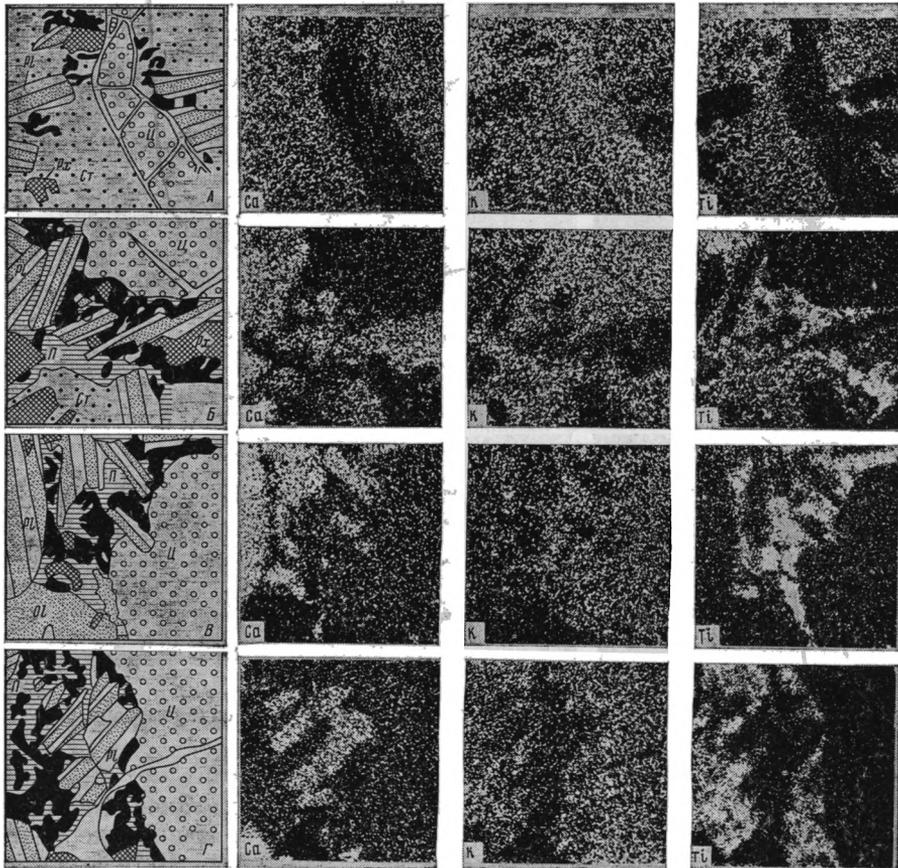
Фиг. 2. Распределение петрогенных элементов в свежем сидеромелане. Условные обозначения см. на фиг. 1

кристаллических индивидуумов пироксена. В сидеромелановой корке заалки они образуют микроскопические скопления и тончайшие каемки вокруг микролитов плагиоклазов. По мере движения внутрь лавового тела, но еще в корке заалки, мельчайшие, оптически не диагностируемые кристаллы пироксена (кристаллиты), образующие иногда хорошо выраженную варнолитовую структуру, сменяются оптически различными кристаллами пироксенов, также сконцентрированными в стекле в

виде разнообразных скоплений и оторочек на поверхности плагиоклазов. В тахилитовых гиалокластах количество микролитов пироксенов возрастает еще больше, но характер распределения их в породе остается прежним. Кристаллы равномерно распределены в стекле и образуют оторочки на поверхности плагиоклазов. Характер распределения петрогенных элементов в стекле гиалобазальтов самой подушки остается таким же, как и в сидеромелановом стекле корки закалки. Нужно только иметь в виду, что значительная часть Fe и Ti в тахилитах находится не в структуре стекла, а входит в состав титаномагнетитов. Важно подчеркнуть также, что K и здесь концентрируется в стекле, заполняющем мельчайшие интерстиционные промежутки.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНАХ ПАЛАГОНИТИЗАЦИИ, КРЕМНЕВИДНОГО И МОНТМОРИЛЛОНИТОВОГО ЦЕМЕНТОВ

Уже в самом начале процесса палагонитизации в зоне «корешкового» палагонита наблюдаются вынос из стекла ряда элементов и стягивание Ti вдоль тончайших трещин (фиг. 3, А). При дальнейшем развитии процесса палагонитизации зона изменения стекла хорошо выделяется по наличию отдельных участков повышенной концентрации в них Ti (см. фиг. 3, Б—Г). Сопоставив ареалы повышенного содержания Ti



Фиг. 3. Распределение петрогенных элементов в зоне «корешкового» (А) и зонального (Б—Г) палагонита. Черным показаны области, обогащенные Ti, не выделяющиеся при оптических исследованиях. Условные обозначения см. на фиг. 1

с характером распространения других элементов, удалось установить, что уже на самой ранней стадии палагонитизации из стекла выносятся Ca, Na и Mg. Интенсивный вынос Ca и Na при формировании хорошо развитого зонального палагонита описан С. Якобсоном (Jakobsson, 1972). Важно подчеркнуть, что плагиоклазы остаются совершенно свежими и в отличие от образцов неизмененного сидеромелана четко выделяются на снимках распределения Ca (см. фиг. 3, В, Г) и Na. При широком развитии процесса изменения стекла образование скоплений Ti наблюдается по всей зоне палагонитизации, но ни разу не было отмечено наличие Ti за пределами контура обломка стекла, поэтому в сильно измененных стеклах их первоначальная форма легко может быть восстановлена по рисунку распространения Ti (см. фиг. 3, Г).

В зоне палагонитизации для Si, Fe и K в изученных образцах характерны равномерное распространение и отсутствие признаков изменения их концентрации по сравнению со свежим стеклом.

Кремневидный цемент по набору входящих в него петрогенных элементов легко отличается от свежего стекла и палагонита. Он состоит в основном из Si, Al, Fe, Mg и K. В нем нет или очень мало Ca, Na и Ti. Сравнивая характер распространения и концентрации этих элементов в свежем стекле и в синтезированном кремневидном цементе легко увидеть, что все отмеченные элементы распределены в последнем равномерно. Содержание Si, Al, Fe и Mg в стекле и кремневидном цементе примерно одинаково, тогда как K в последнем заметно больше.

На снимках распространения Ca, Na, Ti и K выявляются четкие контуры, ограничивающие участки развития кремневидного цемента, независимо от того, соприкасаются ли они со свежим или палагонитизированным стеклом. Характер поведения этих элементов на площади распространения монтмориллонита такой же, как в кремневидном цементе. Необходимо подчеркнуть, что, по данным микроанализа, кремнистый и монтмориллонитовый цементы, как и палагонит, содержат мало Ca и Na, в них заметно больше Mg и K и в противоположность палагониту совершенно отсутствует Ti. В кремнистом и монтмориллонитовом цементе Si, Al, Mg, Fe и K распределены равномерно.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Быстрое, почти мгновенное образование сидеромелановой корки закалки на поверхности подушечных лав вряд ли может вызвать сомнения. Поэтому вполне обоснованно можно считать, что по составу и структуре сидеромелановое стекло корки закалки наиболее близко к расплаву в момент его излияния. Только самые крупные кристаллы-вкрапленники оливина, плагиоклаза и пироксена, содержащие иногда включения сидеромеланового стекла, существовали в расплаве к моменту его излияния в воду. На основании полученных данных можно определенно утверждать, что стеклянная фаза в сидеромеланах химически однородна.

Быстрая смена сидеромеланового стекла в глубь лавового тела гиа-лобазальтом, а также существование в пределах корки закалки постепенного перехода от стекла с микролитами плагиоклазов к стеклу с пироксеновыми варнолями, несомненно, свидетельствуют о большой скорости процесса раскристаллизации излившегося расплава. Основываясь на том, что в 1—3-сантиметровой корке закалки наблюдается вся гамма постепенного перехода от сидеромеланового стекла с редкими вкрапленниками оливина, пироксена и плагиоклаза к гиа-лобазальту, в котором эти рудные минералы слагают уже основную часть породы, а затем к раскристаллизованным базальтам, можно уверенно говорить об образовании большей части минеральной фазы базальтов уже в поверхностных условиях, после излияния. Извлечение из остывшего расплава Fe,

Ti, Ca и Mg при образовании пироксенов и рудных минералов приводит к тому, что состав стекла в сидеромеланах корки закалки, тахилитовых гиалокластов и интерстиционных промежутках базальтов существенно различается. На это указывает разный характер поведения сидеромелановых и тахилитовых гиалокластов, подвергшихся однотипным гидротермальным изменениям. В последнем случае стекло оказывается значительно более устойчивым.

Особенности структуры и состава палагонита и характер взаимоотношения его с цементирующим веществом, синтезированным из растворов, подробно рассматривались ранее (Гелтнер, 1977). Здесь необходимо напомнить, что на основании структурных взаимоотношений было выявлено более раннее по сравнению с аутигенными минералами формирование палагонита. Полученные данные о характере распределения петрогенных элементов в стекле, палагоните и непосредственно соприкасающихся с ним кремневидном и монтмориллонитовом цементе хорошо согласуются со сказанным выше и позволяют уточнить некоторые особенности среды, в которой происходят палагонитизация и последующие изменения породы.

Наличие бесцветных безжелезистых участков зоны палагонита свидетельствует об интенсивном передвижении Fe. На этом же этапе изменения стекла интенсивное перераспределение Ti характерно только для зоны палагонитизации. Все это указывает на существование в пределах микрозоны палагонитизации кислой среды, возникновение которой, видимо, может быть связано с диссоциацией воды, внедряющейся в структуру стекла. Скопление Ti у внешней границы палагонита и отсутствие этого элемента в аутигенных продуктах за пределами контура обломка стекла указывают на существование здесь химического барьера, препятствовавшего выносу Ti из палагонита.

Интенсивная палагонитизация не обязательно приводит к формированию аутигенного цемента. Известны многочисленные примеры интенсивно палагонитизированных сидеромелановых туфов, в которых отсутствуют или очень слабо развиты вторичные минералы. В рассматриваемом случае удаляющиеся из стекла при его палагонитизации Ca и Na, по данным микроанализа, в кремнистом и монтмориллонитовом цементе отсутствуют или содержатся в значительно меньшем количестве по сравнению с исходным стеклом. Это явление и резкий характер границы палагонит — цемент указывают на существование различных условий их формирования и подтверждают более позднее образование кремнистого и монтмориллонитового цемента.

Отсутствие непосредственной временной связи между палагонитизацией и возникновением на этом же участке комплекса аутигенных образований цемента подтверждается также заметным обогащением последних K (см. фиг. 3). K в цементирующем веществе заметно больше, чем в исходном сидеромелановом стекле. По данным химического анализа подушечных лав Брейдавика в гидротермально измененной стекловатой корке K₂O в 2,2 раза больше, по сравнению с очень слабо измененным базальтом из подушки (см. таблицу). Однако надо иметь в виду, что данные по содержанию K₂O не отражают действительного содержания этого элемента в цементе, так как это — результат валового анализа породы, включающей также обломки в различной степени измененного стекла.

Сравнение данных по распределению петрогенных элементов и химических анализов очень слабо измененного базальта, измененного сидеромеланового стекла (палагонитизированного с последующей цементацией комплексом аутигенных минералов) и монтмориллонитов (продуктов изменения сидеромеланового стекла и базальтов) показывает в общем большое совпадение (см. таблицу, А, Г—Е). Везде отмечается уменьшение Ca и Na в измененных породах и синтезированных вто-

ричных минералах. Для некоторых изученных образцов характерно увеличение содержания К. Вместе с тем обращает на себя внимание большое (по данным химических анализов) содержание Са, Na и Ti в глинистых минералах — продуктах гидротермального изменения сидеромеланов (см. таблицу, Г—Е), тогда как глинистые минералы, образовавшиеся в той же зоне по базальтам, содержат значительно меньше Са (в 2,2 раза), Na (в 6,5 раза) и Ti (в 4 раза). Видимо, такое расхождение связано с тем, что из стекловатых пород в пелитовую фракцию попадает много мельчайших обломков стекла и палагонита, а пелитовый материал из измененных базальтов значительно более однороден. Это обстоятельство необходимо учитывать при рассмотрении и сравнении данных химических анализов глинистого материала, выделенного из измененных гиадокластов и базальтов.

При восстановлении условий, в которых происходит палагонитизация сидеромелана, необходимо иметь в виду, что в некоторых случаях он оказывается достаточно устойчивым даже в зоне гидротермальной переработки пород. Это происходит тогда, когда в стекле уже после его отложения в результате обжига излившимися новыми порциями расплава большая часть Fe переходит в окисную форму. Практически стекло не изменяется и тогда, когда в окружающем его пространстве происходит накопление кальцита. Это свидетельствует о том, что щелочная среда в окружающем стеклом пространстве неблагоприятна для развития процесса палагонитизации, происходящего при низких значениях pH. По этой же причине во время формирования кремневидного и монтмориллонитового цементов — тоже определенных индикаторов достаточно высоких значений pH — палагонитизация сидеромеланов могла прекратиться совсем.

Совмещение в сидеромелановых гиадокластах палагонита, кремневидного и монтмориллонитового цементов можно рассматривать как результат эволюции подземных вод, характеризующейся постепенным увеличением содержания в них растворенных компонентов и значений pH. Обогащение кремневидного и монтмориллонитового цементов К невозможно объяснить простым перераспределением этого элемента в цемент из стекла, где его очень мало. Наиболее вероятным представляется приток К гидротермами из более глубоких и сильнее нагретых зон. Одновременно с К из более нагретых зон приносилась значительная часть элементов, входящих в кремневидный и монтмориллонитовый цементы. Это следует из простого сравнения часто очень небольшого объема палагонитизации и широкого развития кремнисто-монтмориллонит-цеолитового и кальцитового цементов.

ВЫВОДЫ

1. В стеклянной фазе сидеромеланов все петрогенные элементы распределены равномерно. Сидеромеланы и тахилиты отличаются разным составом стеклянной фазы, более кислым у тахилитов. В сидеромеланах и тахилитах низкощелочных базальтов К сконцентрирован в стекле.

2. Сидеромелановое стекло легко изменяется, палагонитизируется. При палагонитизации в раствор в большом количестве поступают Са, Na и Mg. Малоподвижными на этой стадии изменения стекла остаются Si, Al, Fe и К. Ti интенсивно перераспределяется, но за пределы стекла не выходит.

3. При низкотемпературных гидротермальных изменениях в первую очередь изменяется сидеромелановое стекло, являющееся основным источником петрогенных элементов термальных вод в толщах базальтоидов. Образование кремнистого и монтмориллонитового цементов десквамационных гиадокластитов формации Брейдавик связано с подачей составляющих их компонентов из более глубоких, сильнее нагретых и

интенсивно перерабатываемых подземными водами горизонтов в зону более низких температур, где в результате дегазации происходит резкое увеличение рН и одновременно повышается концентрация растворенных компонентов в гидротермальных растворах.

ЛИТЕРАТУРА

Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5.
Гептнер А. Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М., «Наука», 1978.

Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия, М., «Наука», 1978.

Jakobsson S. R. On the consolidation and palagonitization of the tephra of the Surtsey volcanic island, Iceland — Sur. Res. Progress Rep., 1972, vol. 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
5.IV.1979

УДК 552.313.8(477.62)

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА И ЕГО ДИАГНОСТИКА

**Н. В. ИВАНОВА, А. Н. ВОЛКОВА, Л. Г. РЕКШИНСКАЯ,
Р. А. КОНЫШЕВА**

Выявлено широкое распространение пирокластического материала в нижне- и среднекаменноугольных отложениях на северо-востоке и севере Донбасса, где породы находятся на начальной стадии катагенеза (длиннопламенные угли), а также в зоне коксовых, тощих углей и антрацитов. Предлагается комплекс полевых и лабораторных методов диагностики пирокластического материала, среди последних — оптические методы, изучение в растровом и просвечивающем электронных микроскопах, рентгенодифрактометрия. По каждому из методов даются диагностические признаки пирокластического материала или его реликтов.

Пирокластический материал в угленосной толще Донецкого бассейна обнаружен только в последние годы — первые публикации относятся к 1971 г. Он сразу привлек к себе большое внимание, поскольку Донбасс считался исключением среди других угольных бассейнов, где пирокластический материал давно известен. Кроме того, изучение пирокластического материала может иметь важное значение для понимания истории формирования отложений, геологического развития, стратиграфических сопоставлений и создания палеогеографических реконструкций. Не менее важен инженерно-геологический аспект, так как присутствие пирокластического материала влияет на физико-механические свойства пород, преимущественно ухудшая их. Наконец, обнаружение пирокластического материала в Донецком бассейне имеет значение для направления поисков бентонитов.

В результате детальных литологических работ по изучению каменноугольных отложений Донецкого бассейна, особенно каменной свиты (С₂⁵), проводимых Лабораторией литологии геологического факультета МГУ в северной и восточной частях Донецкого бассейна, было выявлено широкое распространение пирокластического материала по площади и по разрезу как в среднекаменноугольных, так и в нижнекаменноугольных отложениях.

Определение пирокластического материала в угленосных отложениях представляет достаточные трудности, о чем свидетельствует столь позднее его обнаружение в Донецком бассейне, изучавшемся много лет крупными учеными и коллективами геологов и литологов. Особенно велики эти трудности для зон сильно измененных пород (глубинный ката- и метакатагенез), а именно в таких зонах и работало большинство исследователей Донбасса.

История изучения пирокластического материала Донецкого бассейна пока коротка и работ, посвященных этому вопросу, очень мало. Известна работа И. А. Шамрая, П. П. Кохановского и др. (1971) о находке пепловых туфов в Гуково-Зверевском районе. Сотрудник Лаборатории литологии МГУ Г. В. Калашников (1971, 1972) описал прослой пеп-

ловых туфов в Краснодарском районе. Г. В. Карпова и Э. П. Шевякова (1973) на I Украинском литологическом совещании сообщили о широком участии вулканического материала в образовании осадочных отложений Большого Донбасса (более подробно этот материал отражен в их работе 1975 г.). В 1975 г. на XVIII Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона А. Е. Родионова отметила измененные прослой пирокластического материала в основании каменной свиты. Г. У. Соколова (трест «Артемгеология») давно обратила внимание на прослой биотитовых микалитов, которые многими литологами истолковываются как кристаллокластические туфы.

Авторами (1974, 1978) наличие пирокластического материала в породах и прослой пепловых туфов установлены в восточной части Донбасса как в зоне наименее измененных пород (угли марки «Д»), так и в зоне развития антрацитовых углей.

Учитывая трудности определения пирокластического материала в породах угленосных формаций и то, что присутствие его в отложениях Донецкого бассейна признается пока не всеми исследователями, авторы в настоящей статье рассматривают возможность достоверной диагностики пирокластического материала.

В комплекс методов, необходимых для диагностики, входят:

1. Полевое описание: часто породы, обогащенные пирокластическим материалом, отличаются по структуре, текстуре и цвету от вмещающих пород.

2. Оптические методы: описание шлифов и исследование в иммерсии (применимы в основном при изучении пород крупнопелитовой, алевроитовой и песчаной размерностей).

3. Изучение в растровом электронном микроскопе (РЭМ) позволяет исследовать микроструктуры и микротекстуры пород и строение витрокластов.

4. Электронная микроскопия и рентгенографическое (дифрактометрия) изучение глинистой составляющей (фракция $< 1 \text{ мкм}$) пород.

Макроскопически при полевом описании присутствие пирокластического материала можно предположить только в случае его значительного содержания в породе ($> 50\%$). В таких случаях прослой туфов и туффитов обычно отличаются от вмещающих пород цветом (светло-серые, зеленовато-серые), структурой и текстурой — очень тонкозернистые с массивным сложением в пределах тонкого слоя, часто имеющего резкие границы. Нередко прослой туфов и туффитов карбонатизированы, что устанавливается еще в поле, так как известковистость разреза ограничена и свойственна в основном породам, непосредственно вмещающим пласты известняков.

Признаки пирокластического материала в шлифах:

1. Морфология частиц: остроугольные, изогнутые, выпукло-вогнутые, рогульчатые, реже сильно вытянутые (длина многократно превышает ширину). Форма пирокластических частиц весьма устойчива, реликты пепловой структуры сохраняются даже в полностью заместивших пирокластический материал глинах.

2. Микротекстура: хаотичное, войлоковидное, флюидальное расположение частиц.

3. Однородность минералогического состава (для туфов). В зонах высокой стадии преобразования обычны кремнистые агрегаты, в слабо измененных породах сохраняется стекло. Иногда кристаллокластические туфы представлены биотитовым микалитом.

4. Вторичные изменения — характерно обилие новообразованных минералов: анальцима, хлорита, гидрослюд и др. Весьма обычна карбонатизация — развиваются крупные правильные кристаллы доломита, анкерита, кальцита, сидерита, частично консервирующие захваченные при росте кристаллов витрокласты.

Микроструктуры пирокластического материала хорошо выявляются при изучении в РЭМ. Сравнительный анализ достоверных итальянских молодых туфов и туфов Донецкого бассейна показал, что устойчивыми признаками пирокластического материала можно считать следующие:

1. Микроморфология частиц — трубочки, конусы, пузыри, ячейки; игольчатый характер скола, микротрещинки натяжения, микроворонки от прохождения газовых аминаций, оскольчатая конфигурация кварца.
2. Ультрамикротекстуры — хаотичное расположение частиц, рыхлость упаковки, пористость.

3. Минералогия — присутствие микролитов, обилие скелетных форм: микролиты полевых шпатов, зональные плагиоклазы, скелетные формы пироксена и пр.

Комплекс методов, применяемых при изучении глинистой составляющей, в том числе электронно-микроскопический анализ и рентгенография, дает косвенные указания на присутствие пирокластического материала, так как делает возможным точно устанавливать содержание монтмориллонита и смешанослойных образований (слюда-сметит) со структурой, близкой к упорядоченной, что позволяет отнести их к метабентонитам. Агрегаты с контурами завихрения и веерообразными выступами, по М. Ф. Викуловой (1957), истолковываются как реликты пепловых структур.

Перечисленными выше признаками авторы и руководствовались в своей работе.

Пирокластический материал, как уже сказано, обнаружен по всему разрезу, начиная со свиты *N* (Лисичанск), до свиты *G* включительно. На колонках (фиг. 1) показано расположение слоев с пирокластическим материалом. Обращает на себя внимание его преимущественная концентрация в почвенных горизонтах под углями и известняками, а также в их кровлях, т. е. пирокластический материал накапливался в заметных количествах в моменты замедленного поступления или полного отсутствия терригенного или иного осадочного материала. В остальное время пирокластический материал «разбавлялся» терригенным.

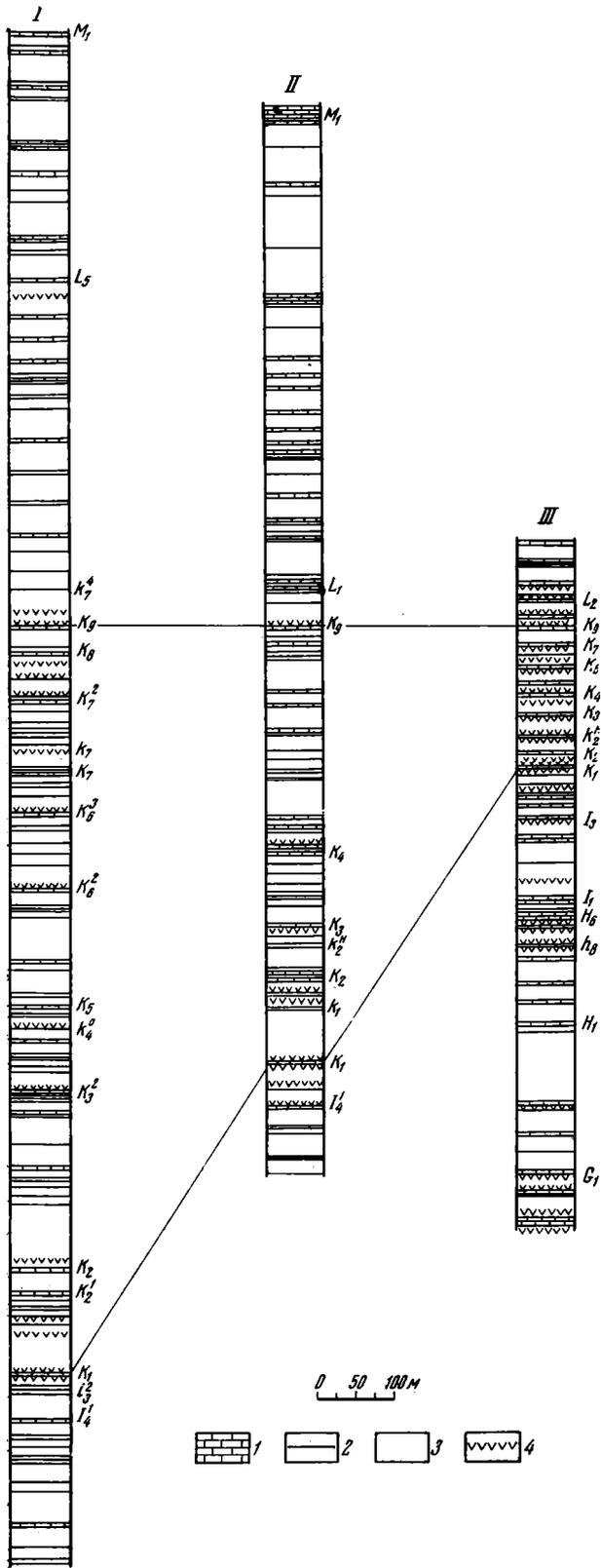
Территориально пирокластический материал наблюдался (фиг. 2) в Лисичанском и Старобельском районах (массовый материал из 10 пунктов, 30 скважин), в районе Краснодона (5 скважин) и Свердловска (2 скважины). На востоке, в пределах Ростовской области, он встречен у Миллерова, Каменска и Красного Сулина.

На имеющемся материале прослеживается, что мощности слоев пород, обогащенных пирокластическим материалом, уменьшаются с юго-востока на северо-запад. В районе Красного Сулина отмечены прослой чистых витрокластических туфов мощностью до 50—70 см. У Краснодона мощность пеплового пелита в кровле известняка K_1 достигает 15 см, а по северной окраине чистых туфов пока не обнаружено, кроме тонких (несколько сантиметров) прослоечек биотитовых микалитов. Однако в кровлях и почвах известняков отмечаются 10—15-сантиметровые прослой, в которых примесь пирокластического материала составляет 30—50% (фиг. 3).

Интересно отметить, что состав пирокластического материала неодинаков. Широкое развитие имеют биотитовые микалиты. Последние наблюдались авторами в Новоайдарском районе, в многочисленных скважинах Богдановского месторождения, на Петровской площади, в районе Краснодона. О биотитовых микалитах Лисичанского района сообщала Г. У. Соколова.

Различия в составе пирокластического материала наводят на мысль о различных его источниках.

Таким образом, пирокластический материал представлен, с одной стороны, витрокластами — обломками кислых в различной степени раскристаллизованных стекол, которые Г. В. Калашников считает продук-

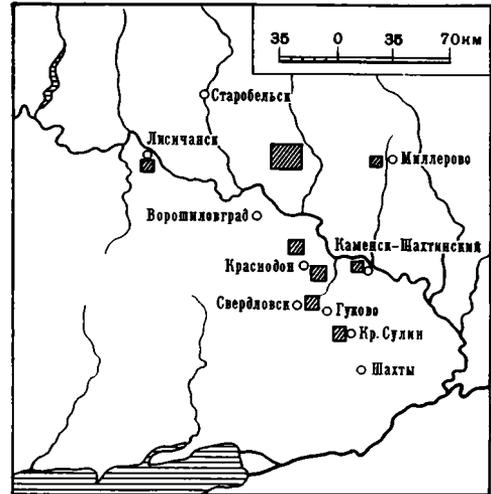


тами «вулканических извержений пересыщенных кремнекислотой магм, соответствующих составу дацитов, кварцевых порфиров и близких им пород» (1974, стр. 70).

Прямым подтверждением кислого состава пирокластического материала служит обильное развитие монтмориллонита, который образуется в процессе гальмиролиза по пеплам (и пепловым частицам) в щелочных морских и лагунных условиях, широко распространенных во время формирования осадочной толщи Донецкого бассейна. С другой стороны, пирокластический материал может быть представлен рогульчато-пильчатыми обломками кислых эффузивов с микролитами кислых плагиоклазов, а также остроугольными, секировидными или чрезвычайно тонко вытянутыми обломками кварца, свежими или несколько хлоритизированными пакетами биотита, кристаллами плагиоклазов и пироксенов, т. е. такие породы должны быть отнесены к лито- и кристаллокластическим туфам и туффитам.

Влияние пирокластического материала сказывается и в преобладании монтмориллонита и слюда-сметитовых смешанослойных образований в почвенных профилях северной окраины Донецкого бассейна. Каолинит в них присутствует в виде примеси, концентрируясь в основном в корневых ходах. Зависимость распространения монтмориллонита и смешанослойных образований от количества пирокластического материала показана на фиг. 4. Количество монтмориллонита и смешанослойных образований во фракции меньше 1 мкм резко увеличивается в тех интервалах разреза, где обнаружено повышенное количество пирокластического материала.

Что касается катагенетических преобразований пород с примесью пирокластического материала, то в зонах слабоизмененных пород вулканическое стекло замещено монтмориллонитом. В зоне развития коксовых и тощих углей глинистая составляющая представлена почти нацело смешанослойными слюда-сметитовыми образованиями, близкими к упорядоченным, или с тенденцией к упорядоченности чередования пакетов диоктаэдрического типа (Reynolds and Hower, 1970; Градусов, 1976). Острый пик с d_{001} от необработанного воздушно-сухого препарата, равный 10,9—11,0 Å (фиг. 5, А), смещается при насыщении этиленгликолем в область 12,3—12,6 Å, что указывает на присутствие 25—30% разбухающих пакетов в смешанослойной структуре. Насыщение калием приводит лишь к незначительному сжатию решетки смешанослойной структуры (d_{001} с этиленгликолем 11,2 Å), что может свидетельствовать о развитии исходных монтмориллонитов, трансформировавшихся затем в катагенезе в смешанослойные образования, по пирокластическому ма-



Фиг. 2. Районы изучения пирокластического материала в отложениях среднего карбона Донбасса

Фиг. 1. Расположение пирокластического материала в разрезах среднего карбона восточного Донбасса

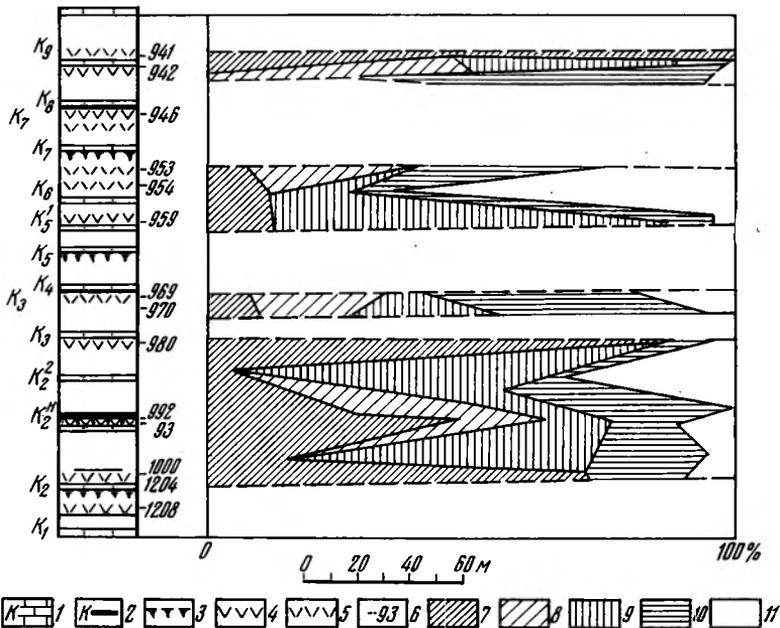
I — Красный Сулин, II — Каменск, III — Богдановское месторождение; 1 — известняки; 2 — угли; 3 — терригенные породы; 4 — породы, обогащенные пирокластическим материалом



Фиг. 3. Фото шлифа породы с пирокластическим материалом, $\times 37$ с анализатором, Богдановское месторождение

териалу (Уивер, 1962). По своей рентгенодифрактометрической характеристике эти смешанослойные образования можно отнести к так называемым метабентонитам или K^+ -бентонитам. Иногда в виде незначительной примеси присутствуют хлорит-сметитовые смешанослойные образования с преобладанием хлоритовых пакетов.

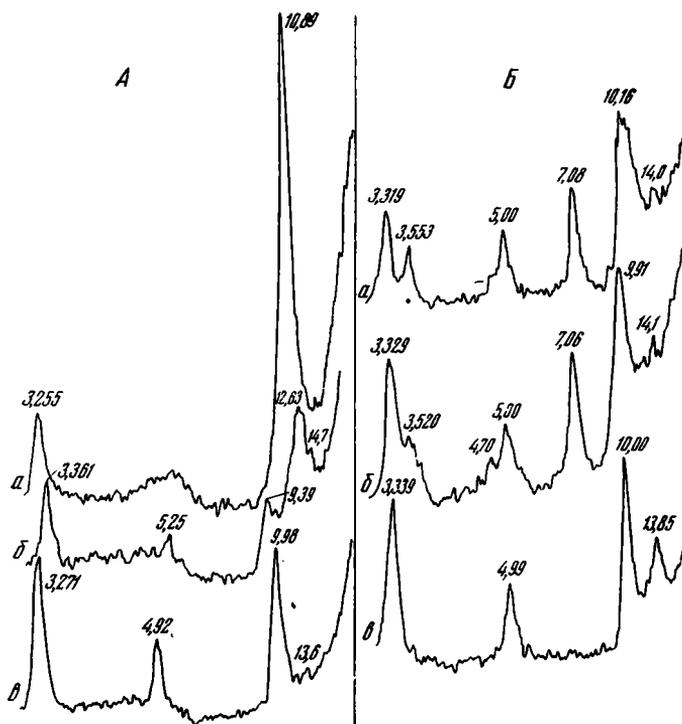
На самых высоких стадиях катагенеза (угли марки «А») уже развита хорошо окристаллизованная гидрослюда (полиморфная модифи-



Фиг. 4. Распространение пирокластического материала и комплексов (ассоциаций) глинистых минералов по разрезу каменной свиты северного Донбасса — Богдановское месторождение

1 — известняки; 2 — угли; 3 — почвы; 4 — пирокластический материал; 5 — примесь пирокластического материала в породах; 6 — расположение образцов; 7 — монтмориллонит; 8 — смешанослойные образования; 9 — гидрослюда; 10 — хлорит; 11 — каолинит

кация $2M_1$), причем морфологические особенности строения пирокластического материала — ячеистость и трубчатость — сохраняются (фиг. 6, 7). Чем больше в осадке было пепла, тем чаще разбухающий компонент может быть обнаружен на высоких стадиях преобразования (отметим, что заметное количество разбухающих компонентов было, например, установлено в рассланцованных глинистых породах Горловского бассейна Новосибирской области, угли которого представлены антрацитами).

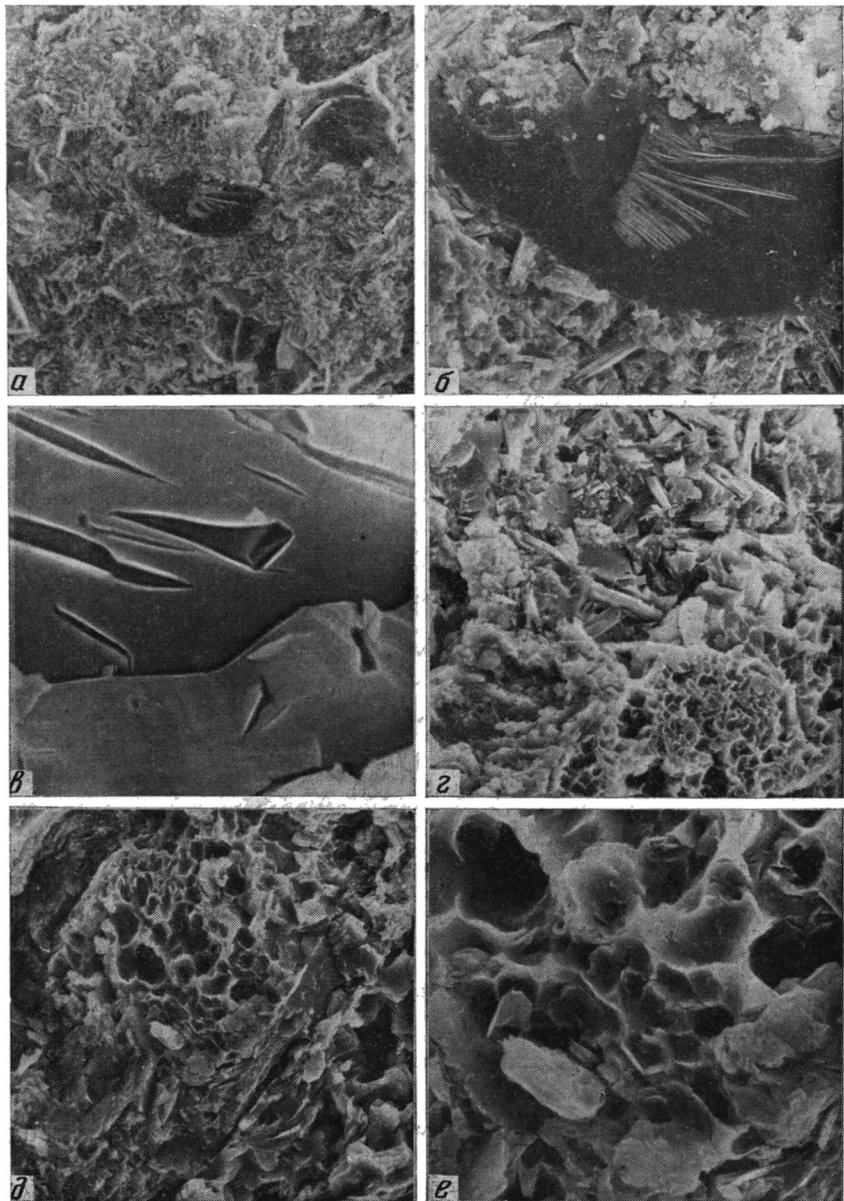


Фиг. 5. Дифрактограммы фракции меньше 1 мкм
 А — пеплового прослая; Б — вмещающего темно-серого аргиллита; а — без обработки; б — с этиленгликолем; в — прокален 1 час при 550° С

В отличие от пепловых туфов вмещающие их глинистые породы содержат обычную для этих зон катагенеза ассоциацию глинистых минералов (Рекшинская, 1973). Они представлены гидрослюдой разной степени гидратации (или, по Градусову (1976), сложным смешанослойным образованием второго вида), у которой пик 10 Å плавно спадает в сторону малых углов (см. фиг. 5, Б), что вызвано совокупностью кристаллитов с переменной нормой переслаивания пакетов, вплоть до кристаллитов, состоящих только из слюдяных пакетов. Асимметрия пика 10 Å определялась отношением полуширины отрезков на половине высоты пика, она равна в среднем 0,3. Кроме того, в ассоциации присутствует примесь (~30%) хлорит-сметитовых смешанослойных образований с преобладанием хлоритовых пакетов в структуре.

Таким образом, пирокластический материал в процессе своего преобразования как бы «отстает» от изменений, произошедших во вмещающих породах.

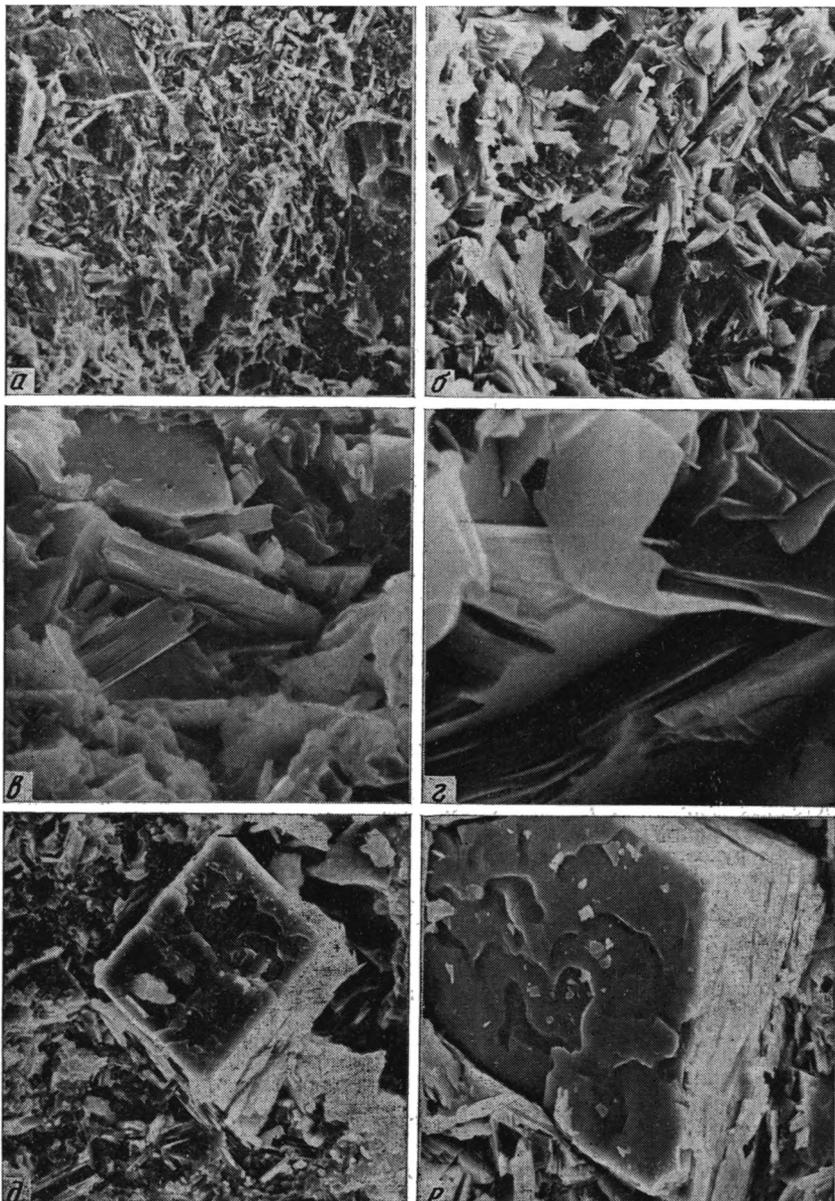
На всех стадиях постседиментационных преобразований для пирокластического материала характерна карбонатизация. Для слабоизмененных пород северной окраины Донбасса отмечается сидеритизация и



Фиг. 6. Микрофотографии естественного скола туфов; *а, б, в* — туф (обр. 65, Красный Сулин) при различных увеличениях

(*а* — $\times 300$, *б* — $\times 1000$, *в* — $\times 3000$). В центре обломок стекла. При больших увеличениях в центральной части стекла видны веерообразные трещинки внутренних напряжений. Края обломка неровные, видно взаимоотношение с вмещающей массой, на отдельных участках — замещение. Основная масса имеет беспорядочную микропористую текстуру, *г, д, е* — на серии микрофотографий обр. 189 (Красный Сулин) наблюдаются реликты обломков стекла типа пемзы с характерной ячеистой структурой (*г, д* — $\times 300$, *е* — $\times 1000$)

кальцитизация, в районе Краснодона (зона глубинного катагенеза) развит анкерит и в Красносулинском районе (угли марки «А») распространена доломитизация (фиг. 6 и 7). В крупных ромбоэдрических кристаллах доломита часто видны захваченные при росте кристаллов пирокласты. Доломитизация может быть чрезвычайно обильной.



Фиг. 7. Микрофотографии естественного скола туфов

a, б, в, г — фрагменты скола обр. 209 и 189 (Красный Сулин), основная масса представлена различно ориентированными микролитами плагиоклазов и пироксенов, что обуславливает микропористый облик породы. Микролиты частично вовлечены в перекристаллизацию. *в, г* — развиваются гидрослюды и хлорит. *a* — $\times 300$, *б* — $\times 1000$, *в* — $\times 3000$, *г* — $\times 10\ 000$, *д, е* — скол туфа с более поздней карбонатизацией. На микрофотографиях видны ромбоздры доломита, ассимилирующие микролиты основной массы туфа. Микролиты еще не полностью освоены карбонатом, что видно на гранях кристалла доломита. *д* — $\times 1000$, *е* — $\times 3000$

Во многих случаях отмечены цеолитизация и хлоритизация. Хлорит образует крустификационные каемки вокруг зерен, выполняет поры и трещинки в породе и зернах. В порах хлорит часто находится в тесном сростании с кремнистым веществом микрофельзитового строения, образовавшимся при перекристаллизации стекол. В таких участках обычно сохраняются реликты пепловой структуры.

Таким образом, пирокластический материал широко распространен в Донецком бассейне и роль его в формировании осадочной толщи каменноугольного возраста пока недооценивается. По-видимому, пирокластический материал играет существенную роль среди компонентов, слагающих угленосную формацию. Вполне возможно, что по мере изучения пирокластический материал будет выдвинут на одно из ведущих мест. Задача состоит в том, чтобы четко его диагностировать не только в катагенетически слабо измененных породах, но и в зонах высоких стадий катагенеза.

Основные признаки пирокластического материала, установленные комплексом методов, перечислены выше. Особенно важны наблюдения в поляризационном микроскопе и в РЭМ, а для определения глинистых минералов — рентгеновский метод (дифрактометрия).

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова А. Н., Иванова Н. В., Рекшинская Л. Г. Влияние пирокластического материала на прочностные свойства пород каменной свиты (C_2^5) Донецкого бассейна. Бюл. МОИП. Сер. геол., 1978, № 1.
- Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М., «Наука», 1976.
- Иванова Н. В., Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г., Коньшева Р. А. Значение пирокластического материала для формирования угленосных отложений Донецкого бассейна. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1974, № 6.
- Калашиников Г. В. Пирокластический материал в отложениях каменной свиты (C_2^5) Донецкого бассейна. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1973, № 5.
- Калашиников Г. В. О находке пепловых туфов в отложениях каменной свиты (C_2^5) Донецкого бассейна. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1974, № 1.
- Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Вулканический материал в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях Большого Донбасса. Тезисы I Украинского литологического совещания «Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые». Киев, 1973.
- Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Вулканогенный материал в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях Большого Донбасса. В сб.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин (под ред. М. Ф. Викуловой). М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Рекшинская Л. Г. Изменение глинистых минералов в породах каменной свиты Восточного Донбасса в эпигенезе. — Минерал. сборник № 27, в. 2. Львов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1973.
- Родионова А. Е. Литология и ее роль в корреляции угленосных отложений Донбасса. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., «Наука», 1975.
- Уивер Чарльз Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Шамрай И. А., Кохановский П. П., Трунов Б. Д., Смирнов Б. В. Пирокластический материал в отложениях среднего карбона восточного Донбасса (Гуково-Зверевский район). — В кн.: Материалы по геофизике и разведке угольных месторождений. Ростов-на-Дону, 1971.
- Reynolds R., Hower Y. The nature of interlayering in mixed layer Illite — Montmorillonites. — Clays and Clay Miner., 1970, v. 18.

УДК 552.578.3

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ ТУАПСИНСКОГО РАЙОНА НА КAVKAZE

**А. А. ГОНЦОВ, Г. К. ХРУСТАЛЕВА, Э. Г. КУРБАТОВА,
Н. К. ПАНФИЛОВ**

Изложены результаты полевых и экспериментальных исследований горючих сланцев позднемерелового возраста. На основе комплексного литолого-аналитического изучения более чем трех с половиной десятков проб, отобранных авторами по двум разрезам, высказаны соображения о витринито-сорбомикститовом петрографическом типе горючих сланцев, о генетической принадлежности керогена к классам гумито-сапропелитов и сапропелито-гумитов, дана характеристика качества (элементного состава и хлороформенного экстракта) горючих сланцев. Исследования, впервые проведенные в таком объеме и с такой степенью детальности, позволили выявить особенности одной из генетических схем сланценакопления на примере отложений свиты «паук».

Впервые маломощные прослойки горючих сланцев обнаружены М. К. Пильтенко (1940 г.) в песчано-мергелистой толще сеномана по рекам Аше и Туапсинке. Выходы горючих сланцев этого возраста теперь известны по рекам Паук, Додеркой, Шепси, Псоу, Псыж и Шиббе (Геология..., 1968).

Сланценовые отложения приурочены к верхней части свиты «паук», выходящей на поверхность вдоль крыльев Долменской и Небугской антиклиналей. Аналогичные сланценовые отложения обнаружены в районе Анапы и Новороссийска (Прогноз..., 1974).

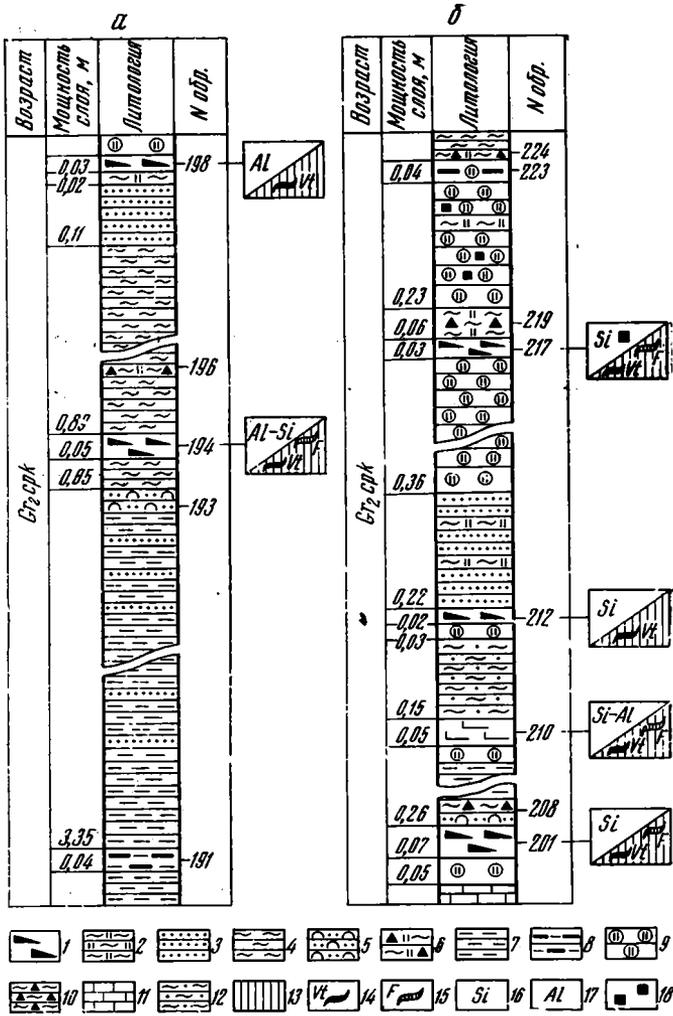
Свита «паук» представлена переслаивающимися аргиллитами (до 70%), известняками (30—50%), туфогенными песчаниками (7—40%), мергелями (10—30%) и конгломератами (5—7%). Мощность ее колеблется от 80 до 200 м. Вверх по разрезу она стратиграфически сменяется окремненными светло- и темно-серыми мергелями и известняками анапурской свиты. Накопление отложений синхронно австрийской эпохе тектонической активизации, длившейся с начала альба до середины туронского века.

Специальные полевые работы на горючие сланцы проводились Е. М. Ковалевым в 1944 г. в Туапсинском районе. Им выделены два сланценовых горизонта, содержащих до семи прослоев горючих сланцев мощностью от 1 до 10 см.

Нами изучено 40 проб горючих сланцев и вмещающих пород свиты «паук», отобранных из двух разрезов: по правобережью р. Аши и по р. Туапсинке.

Разрез сланценового горизонта по р. Аше (фиг. 1, а) преимущественно терригенный. В его нижней части залегают тонкослойные полосчатые глинистые сланцы с маломощными слоями песчаников; отдельные их разновидности содержат глауконит. Видимая мощность этой части горизонта 3,5 м. В его основании нами выделен 4-сантиметровый слой глинистого сланца с содержанием $ОВ\ 12\%$ (обр. 191).

Выше по разрезу залегает метровая пачка тонкослойных аргиллитов с прослойками кондиционных (обр. 194) и бедных горючих сланцев



Фиг. 1. Схематический разрез сланценового горизонта по рекам Аше (а) и Туапсинке (б)

1 — горючие сланцы; 2 — кремнисто-глинистые сланцы; 3 — песчаники, 4 — аргиллиты; 5 — глауконитсодержащие песчаники, 6—8 — сланцы: 6 — керогенсодержащие кремнисто-глинистые (глинисто-кремнистые), 7 — глинистые (филлитовидные), 8 — углистые; 9 — кремнистые породы (радиоляриты); 10 — алевритистые аргиллиты; 11 — известняки; 12 — алевролиты; 13—15 — микрокомпоненты керогена горячих сланцев: 13 — сорбмикстинит, 14 — фрагменты витринита, 15 — фрагменты фюзинита; 16—17 — состав минеральной части: 16 — кремнистый, 17 — глинистый; 18 — пирит

с ОВ до 14% (обр. 196). Верхняя часть разреза представлена песчаниками с тонкими прослоями глинисто-кремнистых сланцев, горючих сланцев (обр. 198) и радиоляритов. Сланценовый горизонт перекрывается мерелями ананурской свиты.

Кремнистые разности, в том числе и радиоляриты, преобладают в разрезе по р. Туапсинке (см. фиг. 1, б). Здесь обнаружено четыре прослоя горючих сланцев с содержанием ОВ до 30%. Снизу вверх обнажаются следующие литологические типы пород: известняки, кремнистые породы (радиоляриты и глинисто-кремнистые сланцы) с тонкими прослоями горючих сланцев (обр. 201, 210), алевритистых аргиллитов и глауконитсодержащих мелкозернистых песчаников. Кровля второго прослоя горючих сланцев (обр. 210) сложена алевролитами с прослоями кремнистых пород. Третий прослой горючих сланцев (обр. 212) залегает

в подошве мелкозернистых полимиктовых песчаников, содержащих несколько слоев глинисто-кремнистых сланцев. Выше песчаников разрез сложен преимущественно кремнистыми породами — радиоляритами с прослоем горючих сланцев (обр. 217).

Радиоляриты различаются количеством и степенью сохранности остатков радиолярий, в различной мере пиритизированы и обогащены органикой, по составу аналогичной керогену горючих сланцев. Среди радиоляритов отмечаются тонкие слои кремнисто-глинистых сланцев с содержанием ОВ около 14—16% (обр. 219, 224) и лидитов (углистых радиоляритов). Последние (обр. 223) сложены опал-халцедоновыми остатками радиолярий и фюзено-витреновой цементирующей массой. Содержание ОВ в них более 12%.

Вещественный состав горючих сланцев и пород, обогащенных ОВ, изучался нами комплексно. Были проведены микроисследования шлифов, битуминологический и технический анализы, пиролиз сланцев с отбором смолы для изучения ИК-спектров, а также спектральный анализ. Результаты этих исследований отражены в табл. 1—3 и на фиг. 1.

Под микроскопом нами установлено, что ОВ горючих сланцев из двух горизонтов и пород, обогащенных ОВ, по составу идентично. Совершенно отчетливо диагностируются, в ряде случаев визуально преобладая, микрокомпоненты гумолитов: витринит, аттрито-витринит, фюзинит, причем микрокомпоненты группы витринита преобладают. Редки обрывки спор, кутикулы, эпизодически встречаются смоляные тельца. Из микрокомпонентов группы витринита широко представлен аттрито-витринит, образующий в общей массе послойно расположенные линзочки и ленточки. Витринит также присутствует в виде фрагментов ленточной формы, цвет его в проходящем и в скрещенных николях от оранжево-красного до красновато-коричневого. Эти петрографические признаки витринита позволяют отнести их к витринитам Г и Ж (Петрографические типы..., 1975), т. е. предположить, что степень преобразования ОВ горючих сланцев соответствует газовой-жирной стадии углефикации. Фюзинит отмечается в виде обрывков удлиненной формы, расположенных по слоистости. Он бесструктурный, реже с нарушенной клеточной микроструктурой. К фрагментам фюзинита и витринита нередко тяготеет пирит.

Кроме морфологически обособленных фрагментов ОВ также представлено аморфно-сгустковой хлопьевидной, иногда шламовидной бесструктурной гелифицированной массой, как бы пропитывающей глинистую либо кремнистую основу. Оно обычно прозрачное, коричневатобурое, комковатое. Не исключено, что глинисто-кремнистый материал сорбировал ОВ, так как в скрещенных николях хорошо заметна структурная неоднородность благодаря частичной поляризации минеральных компонентов. Вся эта органико-минеральная, в других случаях минерально-органическая масса цементирует фрагменты группы витринита, фюзинита, примесь песчано-алевритового материала, остатки радиолярий и диагностируется нами как сорбомикстинит. Необходимо отметить, что распределение этого типа ОВ в общей массе неравномерное, нередко наблюдаются слои, обогащенные либо обедненные им.

Соотношения между микрокомпонентами, установленные петрографическими исследованиями (приведено к 100%), видны из табл. 1.

Микрокомпонентный состав керогена горючих сланцев позволяет отнести их к витринит-сорбомикститовому петрографическому типу. Соотношение же между отдельными микрокомпонентами дает основание говорить о двух генетических классах керогена: сапропелито-гумитах и гумито-сапропелитах. ОВ сланценосных горизонтов качественно идентично керогену горючих сланцев. Это глинистые (филлитовидные), алеврито-глинистые, кремнисто-глинистые или глинисто-кремнистые сланцы и кремнистые породы (радиоляриты), между которыми наблюдаются

Таблица 1

Петрографический состав органического вещества, %

№ пр:бы	Витринит (псевдовитринит)	Фюзинит	Альгинит	Сорбомикстинит
р. Аша				
191	32	24	—	44
194	20	3	1	76
196	30	2	—	68
198	52	—	0,5	47,5
р. Туапсинка				
201	21	6	—	73
208	24	—	—	76
210	—	—	—	—
212	16	4	—	70
217	26	—	—	74
219	49	0,5	—	50
223	100	—	—	—
224	18	2	—	80

переходные разности с признаками смежных пород. Различия обусловлены в основном количеством остатков радиолярий, глинистого, кремнистого и алевроитового материала.

Глинистый материал преимущественно гидрослюдистый со структурой одновременного погасания. Кремнистое вещество под микроскопом почти изотропное, участками криптокристаллическое халцедоновое и опаловое. Остатки радиолярий выполнены монокварцем, зернистым кварцем и радиально-лучистым халцедоном. Алевроитовая примесь представлена кварцем, глауконитом, обесцвеченным биотитом и мусковитом. Как правило, сланцы и радиоляриты пиритизированы. Пирит глобулярный, образует вкрапленность, линзовидные гнезда и микроконкреции. Необходимо подчеркнуть, что не только ОВ пород и кероген горючих сланцев идентичны — аналогична по составу и минеральная часть их. Горючие сланцы, как правило, сохраняют все существенно-петрографические особенности глинистых и кремнистых сланцев и радиоляритов.

По данным спектрального анализа (табл. 2), несколько повышено (преимущественно в 2 раза) по сравнению с кларком фоновое содержание V, Mo и Cu, возможно, в результате адсорбции их ОВ и, вероятно, также его способности образовывать комплексные с данными элементами соединения.

Среди горючих сланцев можно выделить в разрезе по р. Аше два, а по р. Туапсинке — три прослоя с удельной теплотой сгорания более 1500 ккал/кг (табл. 3). Сланцы весьма зольные, карбонаты практически отсутствуют. По содержанию $S_{орг}$ они существенно не различаются. Содержание хлороформенного битумоида изменяется в незначительных пределах, но в целом оно выше, чем в горючих сланцах других месторождений. Обычно такое содержание характерно для ОВ, находящегося на газовой стадии углефикации. В то же время своеобразный состав битумоидов, по-видимому, объясняется смешанным составом ОВ, затронутого окислительными процессами. Безусловно, процессы гипергенеза отразились на элементном составе ОВ, а соответственно и на удельной теплоте сгорания. Присутствие элементарной S в образцах, обогащенных сульфидами, также указывает на воздействие гипергенных процессов.

Принадлежность горючих сланцев к гумито-сапропелитам и сапропелито-гумитам подтверждается характером ИК-спектров смол полукок-

Таблица 2

Содержание химических элементов по результатам спектрального анализа, %

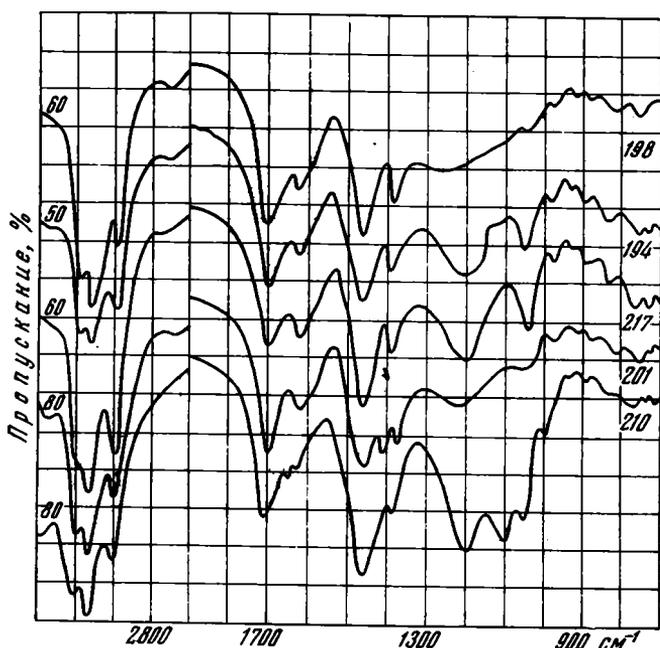
Содержание	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	Ba
Фоновое	$2 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$15 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$
Минимальное	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Максимальное	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Кларковое, по А. П. Виноградову	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$
Кларковое, по К. Турекьяну и К. Ведеполо	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$

Таблица 3

Характеристика качества горючих сланцев

№ пробы	Ac	Q _o ккал/кг	Об. %	C _{орг.} %	Элементный состав, %				CO ₂ змвл., %	S _{пирр.} %	S _{сульфат.} %	S _{эл.} %	Выход элементарного экстракта, % на Об	Групповой состав битумоида, % на Об			
					Cr	Hr	Sr	Nr + Or						асфальтены	масла	бензолные см лы	спиртобензолные смолы
191	84,2	840	14,07	—	63,39	7,23	0,99	28,39	0,32	0,34	0,32	—	0,78	—	—	—	—
194	73,9	1780	25,21	12,37	49,05	7,1	0,75	45,09	0,11	0,89	0,42	He опр.	1,90	60,38	6,91	5,34	27,36
196	84,0	980	14,34	—	68,95	7,66	He опр.	23,39	He опр.	0,95	0,15	—	—	—	—	—	—
198	69,6	1960	31,34	16,37	52,22	8,23	2,29	37,26	0,11	9,64	1,54	0,21	1,89	11,90	5,20	29,40	53,50
201	74,5	1570	24,06	13,71	56,97	8,15	1,08	33,80	0,11	0,34	He опр.	He опр.	1,12	15,70	22,30	31,82	30,18
208	79,8	1270	17,99	11,78	65,47	7,94	2,61	23,98	0,21	2,06	0,67	—	—	—	—	—	—
210	74,8	1490	23,13	15,80	68,30	7,30	2,16	22,24	0,21	1,39	0,79	0,08	1,81	28,00	21,29	12,00	38,8
212	79,2	1530	18,38	11,34	68,01	7,02	1,14	23,83	0,21	1,20	0,09	—	—	—	—	—	—
217	85,1	1540	14,75	8,63	56,26	6,7	2,57	34,47	0,21	1,82	0,20	0,11	1,67	21,09	8,92	11,56	58,43
219	84,6	1020	13,02	9,54	73,26	9,06	3,26	14,42	0,11	0,55	0,22	—	—	—	—	—	—
223	86,2	910	11,26	8,10	71,92	9,06	1,68	17,38	0,11	0,71	0,20	He опр.	1,42	—	—	—	—
224	80,8	1320	16,92	12,13	71,80	9,55	2,42	16,23	0,11	2,40	0,19	—	—	—	—	—	—

сования сланцев (фиг. 2). Спектры получали на UR-20 с призмами NaCl (область 1800—700 см^{-1}) и LiF (область 3800—2400 см^{-1}) со скоростью записи $6\frac{1}{4}$ и $100\frac{1}{4}$ соответственно. Характерное, но небольшое различие в оптической плотности полос поглощения в области 2930 см^{-1} , соответствующее валентным колебаниям CH_2 - и CH_3 -групп, и в области 1385 и 1455 см^{-1} , соответствующее деформационным колебаниям тех же групп, для разных образцов смол показывает, что в одних случаях



Фиг. 2. Инфракрасные спектры поглощения смол горючих сланцев 194, 217, 201, 210 — номера проб горючих сланцев

(проба 194) в сланцах преобладают ОВ гумусового типа, в других — сапропелевого (пробы 210, 201 и особенно 217). В ИК-спектрах смол пиролиза сланцев имеются общие закономерности в изменении интенсивности и положении полос поглощения колебаний CH_2 — CH_3 -групп, а также валентных групповых колебаний $\text{C}=\text{C}$ - и $\text{C}=\text{O}$ -связей, присущие спектрам смол сланцев Кишпирского, Кендерлыкского и Болтышского месторождений. Наряду с этим для смол изучаемых сланцев характерно поглощение в области 3200 и 3400 см^{-1} , указывающее на присутствие аминогрупп.

ВЫВОДЫ

1. Горючие сланцы двух сланценосных горизонтов свиты «паук» по составу идентичны и относятся к витринит-сорбимикститовому петрографическому типу. Морфологически обособленные микрокомпоненты керогена гумусового типа (витринит, фузинит) являются аллохтонным материалом, а бесструктурный микрокомпонент — сорбимикстинит сорбирован кремнисто-глинистой минеральной массой.

Степень преобразованности ОВ соответствует газовой-жирной стадии углефикации. ОВ было подвержено процессам анаэробного и гипергенного окисления.

2. ОВ горючих сланцев тяготеет к двум генетическим классам керогена: гумито-сапропелитам и сапропелито-гумитам.

3. Минералого-петрографические особенности минеральной части горючих сланцев и вмещающих пород, обогащенных керогеном, свидетельствуют о том, что процессы осадко- и сланценакопления осуществлялись в морских условиях, в зоне незначительной глубины, в водах океанической солености и сравнительно низкой температуры.

ЛИТЕРАТУРА

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. вып. Горючие сланцы СССР. М., «Недра», 1968.
Петрографические типы углей СССР. М., «Недра», 1975.
Прогноз горючих сланцев Европейской части СССР. Таллин, 1974.

Донбасская научно-исследовательская
лаборатория МГ СССР,
Ростов-на-Дону

Дата поступления
14.XI.1978

УДК 553.(470.22)

УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ СВИТЫ ХИЗОВАРА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ) И УСЛОВИЯ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В. Т. САФРОНОВ

Рассмотрены углерод-графитсодержащие породы (гранат-биотит-кианитовые гнейсы и кианит-кварцевые сланцы) свиты хизовара. Предпринята попытка реконструкции палеогеографических, палеоклиматических условий образования первично-осадочных пород свиты. По методике О. М. Розена рассчитан вероятный минеральный состав наиболее характерных пород свиты. Формирование углеродсодержащих осадков происходило в условиях гумидного климата и восстановительной среды, существовавшей в мелко-водном палеобассейне седиментации.

Широкое развитие углеродсодержащих пород (сланцев, гнейсов и т. д.) в докембрийских разрезах определяет повышенный интерес исследователей к этим образованиям, к восстановлению первичной их природы.

Комплекс метаморфических пород свиты хизовара, имеющий абсолютный возраст 1750 млн. лет, расчленен Н. А. Вологовской в 1945 г. (Геология СССР, т. XXXVII, 1960) на шесть последовательных пачек (снизу — вверх): 1) сланцеватые темно-зеленые амфиболиты; 2) крупнозернистые порфиробластические амфиболиты, разделенные на два горизонта пластом биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (300—1200 м); 3) амфиболит-гнейсово-сланцевая пачка (350—800 м); 4) крупнозернистые порфиробластические амфиболиты (150—700 м); 5) светлые биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы (400—700 м); 6) крупнозернистые порфиробластические амфиболиты. Общая мощность свиты 2,5—3,5 км. Контакт ее с породами архея тектонический, что не позволяет установить первичное соотношение пород, а также истинную мощность свиты.

Наибольший интерес представляет третья пачка свиты — многочисленностью разновидностей пород и наличием высокоглиноземистых минералов (кианит, ставролит, гранат). Содержание кианита в породах иногда достигает промышленных значений (месторождение Хизовара). К этой же пачке приурочены углеродсодержащие породы (гнейсы и сланцы), залегающие в виде линз длиной до сотен метров и мощностью до десятков метров.

Наиболее мощными углеродсодержащими породами разреза пачки являются линзы гранат-биотит-кианитовых гнейсов, причем две из них входят в состав одного из продуктивных горизонтов кианитового месторождения.

Макроскопически гранат-биотит-кианитовые гнейсы — темно-серые, средне-крупнозернистого строения, состоят из кианита, кварца, биотита, плагиоклаза и редких кристаллов граната. На выходах гнейсы обычно более или менее выветрелые. В сильно выветрелых участках происходит избирательное обогащение породы графитом.

Кианит — вытянутые или короткостолбчатые кристаллы до первых сантиметров в длину. Темно-серый цвет его объясняется запыленностью углеродистым веществом. Минерал обычно слабо затронут выветриванием, в незначительной степени по краям развиваются слюды, чаще всего биотит. Иногда по кристаллам наблюдаются также чешуйки графита.

Гранат имеет обычно довольно хорошие кристаллографические очертания. Цвет сиреневый, вишневый. Почти не содержит включений других минералов.

Биотит коричневым, наиболее подвержен выветриванию, обычно замещается мусковитом. В лейстах биотита весьма часты включения минералов, дающих плеохроичные дворики. К трещинам спайности бывают приурочены чешуйки графита, особенно хорошо заметные при сильной мусковитизации биотита.

Плагноклаз (обычно олигоклаз, олигоклаз-андезин) иногда сильно серицитизирован до образования пластинок настоящего мусковита.

Для плагноклаза и кварца довольно характерны отдельные участки, насыщенные мельчайшими включениями шпирита, углерода и тончайшими иголочками рутила, дающего при скрещенных николях яркие интерференционные окраски. Эти участки чаще всего приурочены к центральным частям зерен, в то время как периферийные части остаются чистыми и прозрачными.

Из аксессуарных минералов для гранат-биотит-кианитовых гнейсов характерны рутил, турмалин, апатит, пирит. Рутил встречается чаще других аксессуарных минералов, обычно в виде неправильных выделений темно-бурого цвета. Он часто находится во многих минералах гнейсов — кианите, биотите и т. д. В аншлифах иногда удается наблюдать сростки графита с рутилом.

Турмалин обычно представлен короткостолбчатыми призматическими кристаллами с поперечными трещинами отдельности. Минерал резко плеохроичует от темно-зеленого до светло-зеленого. Часто встречается в пластинках биотита. Апатит редок, обычно это узкие вытянутые кристаллы до 0,5 мм в длину.

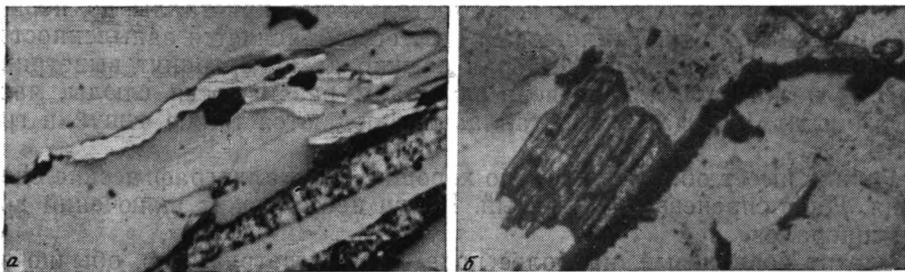
Пирит — неправильные выделения, реже более или менее правильные кристаллы, размером до 1—1,5 мм. Довольно часто содержит небольшие включения желтого рудного минерала, возможно, халькопирита. Характерна ассоциация пирита с графитом, который либо обрастает рудный минерал по краям, либо находится внутри него.

В составе гнейсов редко наблюдаются небольшие (сотые доли миллиметра) зерна циркона, только один раз был встречен ортит.

Графитовая минерализация в гранат-биотит-кианитовых гнейсах представлена обычно мелкими (десятые — сотые доли миллиметра) чешуйками, вытянутыми субпараллельно слоистости породы (фиг. 1, а). Ассоциируют они чаще всего с листочками биотита, реже кианита, лейкократовыми минералами (кварц, плагноклаз). Графит располагается либо в самих минералах, либо по границам между ними (см. фиг. 1, б). Иногда наблюдается обрастание графитом и биотитом кристаллов кианита. Длина чешуек графита обычно колеблется в пределах 0,20—0,40 мм, изредка чешуйки расщепляются на концах, чаще всего они располагаются группой, состоящей из 2—4 чешуек. В биотите иногда наблюдается скопление чешуек графита, расположенного по спайности. Очень редко встречаются неправильные выделения графита. Содержание углерода в гнейсах колеблется от 0,08 до 0,78% (табл. 1).

Чешуйки графита в меньшей мере встречаются и в других (двусланых, биотитовых, амфибол-кианитовых) гнейсах. Графитовая минерализация в этих гнейсах аналогична вышеописанной.

По классификации морфогенетических типов проявлений углеродистого вещества (Сидоренко, Сидоренко, 1975) все вышеупомянутые



Фиг. 1. Формы графита в гранат-биотит-кианитовых гнейсах

a — чешуйка графита (белое), располагающаяся субпараллельно слонстости породы, аншлиф, без анализатора, $\times 50$; *b* — крупная чешуйка графита, расположенная по границам минералов, шлиф, без анализатора, $\times 90$

формы выделений углерода (графита) попадают в следующие три группы: 1) точечная тонкодисперсная форма — встречается в кристаллах и зернах кианита, плагиоклаза и кварца; 2) межкристаллическая, межзерновая — все чешуйки графита, кроме крупных неправильных выделений, — наиболее представительная форма выделений углерода; 3) крупные выделения — очень редка.

Две небольшие линзы углеродсодержащих черных кианит-кварцевых сланцев обнаружены в центральной части третьей пачки свиты. В черных сланцах наблюдаются сланцеватые, порфиروبластические и полосчатые разновидности пород. В составе первой линзы представлены две первые разновидности сланцев: а) сланцеватые, легко разбивающиеся на плитки толщиной 4—6 мм, с плоскостями сланцеватости, обильно покрытыми гидроокислами железа, слюдами, среди которых хорошо заметны радиально-лучистые агрегаты кианита; б) порфиروبластические сланцы, где порфиробластами являются кианит и плагиоклаз.

Главные минералы сланцев — кварц, кианит, реже плагиоклаз, второстепенные — биотит, ставролит, рудный (пирит), графит (углерод), акцессорные — турмалин, апатит, рутил.

Кианит — короткостолбчатые, сноповидные и крупные порфиروبластические призматической формы кристаллы. Цвет его серый разных оттенков из-за различного содержания пигментирующего углеродистого вещества (фиг. 2, *a*). Кварц среднезернистый, часто содержит чешуйки графита, но имеются отдельные зерна или агрегаты зерен порфиروبластических сланцев, почти полностью лишенные графитовых выделений, что, по-видимому, объясняется процессами автолиза, по данным Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко (1975). Плагиоклаз редок, порфиروبластический, размеры кристаллов до 1—1,5 см в длину. Содержания в порфиروبластических сланцах СаО до 4,05% — аномально-высокие против 1,54% в сланцеватой разновидности. Ввиду отсутствия в составе сланцев карбонатных минералов повышенные содержания СаО могут быть объяснены высокой основностью плагиоклаза порфиروبластических сланцев.

Биотит светло-коричневый, слабо плеохроирующий. В незначительном количестве развивается по кианиту. Ставролит — порфиробласты золотистого цвета, плеохроирует до светло-желтого. Для центральных частей некоторых кристаллов характерна запыленность мельчайшим углеродистым веществом. Турмалин — небольшие короткостолбчатые кристаллы до 0,10 мм в длину. Слабо плеохроирует от светло-зеленого до бесцветного. Относительно часто содержит мельчайшие графитовые чешуйки. Рутил — мелкие призмочки и неправильные выделения темно-бурого цвета. Апатит — неправильные призматические кристаллики или

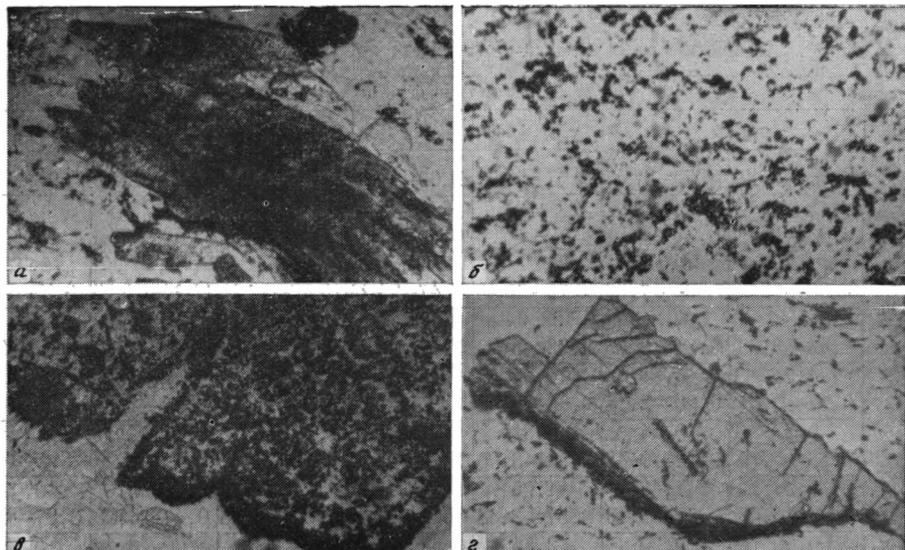
Химический состав метаморфических пород свиты хизовара

Оксид	Типы метаморфических пород						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,41—61,19 55,04	75,59—87,47 81,03	57,07—63,77 60,21	61,60—67,31 65,14	72,34—76,27 74,81	67,86—79,54 74,16	47,98—54,16 51,31
TiO ₂	0,93—1,68 1,24	0,30—1,87 0,71	0,89—1,06 0,97	0,68—1,53 1,22	0,34—0,42 0,39	0,42—0,59 0,48	1,02—2,30 1,62
Al ₂ O ₃	30,68—38,86 34,42	7,06—17,66 12,27	20,75—25,43 22,64	18,47—24,29 20,50	16,97—17,23 17,10	11,94—18,95 15,54	13,40—16,32 15,15
Fe ₂ O ₃	1,49—8,33 4,75	0,24—2,75 1,40	0,33—5,09 1,39	0,47—7,62 3,02	2,71—3,23 2,95	0,27—2,40 1,08	1,40—4,02 2,70
FeO	0,14—0,51 0,27	0,00—2,14 0,64	0,00—5,42 3,31	0,00—1,14 0,61	1,39—2,52 1,87	0,33—2,29 1,04	6,16—11,14 9,03
CaO	0,56—1,70 0,94	0,48—0,45 1,46	0,93—3,00 1,95	2,92—6,08 4,61	0,47—0,61 0,55	0,61—2,24 1,29	9,45—10,71 10,09
MgO	0,00—0,43 0,28	0,08—1,16 0,29	0,57—3,44 2,55	1,05—1,91 1,38	1,02—1,13 1,08	0,49—1,20 0,70	3,87—6,46 5,18
MnO	сл. сл.	0,00—0,07 0,01	0,04—0,18 0,08	0,01—0,30 0,11	0,11—0,15 0,14	0,00—0,08 0,03	0,14—0,31 0,22
P ₂ O ₅	0,02—0,10 0,05	0,00—0,20 0,08	0,02—0,14 0,08	0,09—0,19 0,12	0,07—0,09 0,08	0,01—0,30 0,07	0,14—0,23 0,19
Na ₂ O	0,10—0,56 0,27	0,05—0,68 0,23	1,40—3,72 2,18	0,75—3,30 1,89	0,04—1,46 0,53	0,58—2,32 1,51	0,58—1,79 1,19
K ₂ O	0,07—1,49 0,48	0,09—1,19 0,29	1,75—2,75 2,33	0,19—0,46 0,34	0,13—0,48 0,33	0,75—5,42 2,67	0,29—2,09 0,91
H ₂ O ⁺	0,24—0,85 0,48	0,13—0,60 0,29	0,11—2,59 1,21	0,00—0,93 0,54	0,36—0,57 0,45	0,22—1,66 0,76	1,31—1,79 1,58
H ₂ O ⁻	0,00—0,18 0,08	0,04—0,43 0,23	0,10—1,16 0,30	0,00—0,19 0,08	0,00—0,06 0,02	0,06—0,34 0,11	0,11—0,24 0,17
CO ₂	—	—	0,00—0,52 0,10	—	0,00—0,35 0,12	—	0,00—0,90 0,30
S	0,00—2,46 0,95	0,00—1,85 0,20	—	0,00—0,96 0,32	—	—	0,00—0,49 1,20
C	—	0,00—3,23 0,89	0,08—0,78 0,37	—	—	—	—
Сумма	99,25	100,02	99,67	99,88	100,42	99,44	99,84

Примечание. 1) радиально-лучистые квантовые сланцы (4 анализа); 2) квантит-кварцевые сланцы (14 анализов); 3) гранат-биотит-квантовые гнейсы (8 анализов); 4) биотит-амфибол-квантовые гнейсы (3 анализа); 5) ставролитовые и гранат-ставролитовые сланцы (3 анализа); 6) мусковитовые и двуслюдяные сланцы (6 анализов); 7) гранатовые порфиробластические амфиболиты (3 анализа). В числителе — крайние пределы значений, в знаменателе — средние значения. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиН АН СССР. Аналитики И. Л. Бирюкова, Г. Ф. Галковская, М. А. Казакина.

мелкие зерна, иногда, вероятно, содержащие углеродистое вещество. Рудный минерал представлен пиритом, обычно неправильной формы.

Графит черных квантит-кварцевых сланцев представлен мельчайшими (от 0,008 до 0,030 мм в длину) чешуйками и неправильными выделениями, распределенными в породе более или менее равномерно (см. фиг. 2, б). В распределении углеродистого вещества порфиробластических сланцев имеются две особенности: 1) обогащенность отдельных кристаллов плагиоклаза графитом, причем к краям кристаллов иногда наблюдается возрастающая концентрация углеродистого вещества до образования по границе зерен черной непрозрачной каймы (см. фиг. 2, в); наблюдаются как обогащенные углеродом участки плагиоклаза, так и участки, совсем свободные от него; 2) в порфиробластических сланцах около крупных кристаллов ставролита отмечаются до-



Фиг. 2. Формы выделения углеродистого вещества в кyanит-кварцевых сланцах
 а — кристалл кyanита, запыленный углеродистым веществом, шлиф, без анализатора, $\times 30$; б — равномерное распределение углеродистого вещества в кyanит-кварцевых сланцах, шлиф, без анализатора, $\times 30$; в — черная кайма углеродистого вещества по границе зерна плагноклаза, шлиф, без анализатора, $\times 30$; з — оторочка углеродистого вещества по границе порфиробласта ставролита, шлиф, без анализатора, $\times 30$

вольно заметные скопления и оторочки углеродистого вещества (см. фиг. 2, з). Центральные части некоторых кристаллов ставролита насыщены мельчайшими частичками графита.

В углеродсодержащих кyanит-кварцевых сланцах часто можно наблюдать ассоциацию графита с пиритом, графит проникает по трещинкам в пирит, сростается с ним, а иногда полностью обрастает все зерно сульфида. Содержание углерода в сланцах линзы колеблется в сланцеватых разностях в пределах от 0,42 до 0,45%, в порфиробластических — 1,20—1,42%.

Для другой линзы углеродсодержащих кyanит-кварцевых сланцев характерна полосчатая текстура и более простой минеральный состав — кварц, радиально-лучистый кyanит, реже пирит, графит, весьма редок рутил. Характерно кучное распределение чешуек графита. Длина их от 0,008—0,010 до 0,12—0,16 мм. Вблизи некоторых кристаллов кyanита видны оторочки из длинных графитовых чешуек в отличие от короткопризматических форм графита в массе кварца. Содержание углерода в этой линзе достигает 3,23% (см. табл. 1). Кроме кyanит-кварцевых сланцев небольшая графитовая минерализация отмечается и в радиально-лучистых кyanитовых сланцах.

Все вышеописанные проявления углеродистого вещества в черных кyanит-кварцевых сланцах по классификации Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко (1975) относятся к двум морфогенетическим типам. Первый — точечная тонкодисперсная форма проявлений углеродистого вещества, большей частью наблюдается в сланцах первой линзы. Второй — межкристаллическая, межзерновая форма, более характерна сланцам второй линзы. К этому же типу проявлений углерода относятся каймы углеродистого вещества в порфиробластах плагноклаза сланцев первой линзы.

Углеродсодержащие породы свиты хизовара (пранат-биотит-кyanитовые гнейсы и черные кyanит-кварцевые сланцы) содержат признаки двух формационных типов (терригенно-глинисто-углеродистого и крем-

нисто-углеродистого) из числа углеродистых формационных типов докембрия и фанерозоя, выделенных Н. А. Созиновым и Св. А. Сидоренко (1976).

На основе химических данных попытаемся восстановить некоторые условия седиментогенеза осадочно-метаморфических пород третьей пачки.

Породы третьей пачки свиты хизовара, по данным ряда исследователей (Волотовская, Жиров, 1948; Кратц, 1963; Горбачев, 1977, и др.), представляют собой глубокометаморфизованные первично-осадочные породы. Присутствие в ее составе кианитовых сланцев, содержащих повышенные количества глинозема (до 30—39%) и незначительные количества щелочных и щелочноземельных элементов (см. табл. 1), свидетельствует, по-видимому, о наличии в разрезе дометаморфических пород осадков типа каолиновых глин (табл. 2, тип 1). Кремневый модуль ($Al_2O_3 : SiO_2$) кианитовых сланцев колеблется в пределах значений 0,56—0,73, что даже несколько выше значения данного модуля для континентальных глин гумидной зоны, равного 0,56 (Ронов, Мигдисов, 1960). Титановый модуль ($TiO_2 : Al_2O_3$), в среднем равный 0,039, также может свидетельствовать о гумидном климате и глубоком химическом выветривании. Среднее значение отношения $Al_2O_3 : Na_2O$ для кианитовых сланцев равно 194, что, по данным Е. П. Акульшиной (Глинистые минералы..., 1976), свидетельствуют об очень высокой зрелости глинистого вещества пород.

Для кианитовых сланцев характерны также повышенные содержания титана (см. табл. 1, тип 1) и галлия (42—65 $г/т$), что, по данным ряда исследователей (Мигдисов, Борисенюк, 1963, и др.), характерно для каолиновых пород влажного и жаркого (тропического) пояса.

О гумидном климате, глубоком химическом выветривании и спокойной палеотектонической обстановке на равнинном континенте говорит и присутствие пачки кианит-кварцевых сланцев, кремневый модуль которых составляет в среднем 0,15, что наиболее близко к значению модуля для морских песков и алевролитов (0,14) гумидного климата (Ронов, Мигдисов, 1960). Большое значение модуля может быть объяснено значительным содержанием в сланцах глинозема, т. е. неполно прошедшей дифференциацией осадочного материала. Пересчет анализов кианит-кварцевых сланцев (см. табл. 2, тип 2) на исходный минеральный состав показал, что первоначально это могли быть кварцевые песчаники со значительной примесью глинистого, главным образом каолинитового материала. Такие породы образуются сблизии каолиновых кор выветривания, развитых на кислых кристаллических породах. Это подтверждается данными Л. Б. Рухина (1969), так, кварцевые пески и песчаники фанерозоя, сформировавшиеся недалеко от каолиновых кор выветривания, всегда содержат значительную примесь каолинита. Титановый модуль кианит-кварцевых сланцев (0,070) отвечает, по данным А. А. Мигдисова (1963), титановому модулю прибрежно-морских отложений.

Производными переотложенных продуктов каолиновых кор выветривания, по данным литохимических пересчетов (см. табл. 2, тип 5), являются и ставролитовые, гранат-ставролитовые сланцы, содержащие незначительные количества щелочных и щелочноземельных элементов и повышенные количества кремнезема, глинозема и суммарного железа (см. табл. 1, тип 5). Кремневый модуль этих пород равен 0,24, т. е. значение этого модуля ближе к значениям модулей глин, чем песчаных отложений. Отношение $Al_2O_3 : Na_2O$ достигает 424, что, по данным Е. П. Акульшиной (Глинистые минералы..., 1976), свидетельствует об очень высокой зрелости глинистого вещества породы.

Все вышеперечисленные виды сланцев (кианитовые, кианит-кварцевые, ставролитовые), несомненно, образовались в условиях жаркого

Таблица 2

Нормативный минеральный состав первично-осадочных пород свиты хизовара, %

Компоненты исходных пород		Типы метаморфических пород						
Минеральные группы	Минералы	1. Радиально-лучистые кванитовые сланцы (4 анализа)	2. Кванит-кварцевые сланцы (14 анализов)	3. Гранат-биотит-кванитовые гнейсы (8 анализов)	4. Биотит-амфибол-кванитовые гнейсы (3 анализа)	5. Ставролитовые и гранат-ставролитовые сланцы (3 анализа)	6. Мусковитовые и двуслюдяные сланцы (6 анализов)	7. Амфиболит гранатовый порфировый бластический (3 анализа)
Обломочная	Кварц	5,73—17,24	42,66—76,40	6,20—27,01	10,77—31,75	37,34—52,63	31,42—60,58	16,36—26,37
		11,93	60,75	12,98	23,90	47,53	46,75	21,31
	Плагиоклаз	0,0—3,03	0,0—3,61	1,07—28,30	0,0—21,17	0,0—8,26	5,83—19,25	0,0—8,41
		1,60	0,72	9,71	9,44	2,75	13,60	5,52
	Ортоклаз	0,0—0,49	Нет	Нет	Нет	Нет	0,0—14,95	Нет
Сумма	0,12	Нет	Нет	Нет	Нет	2,70	Нет	
Глинистая	Каолинит	56,30—86,12	13,80—38,50	0,0—22,13	21,30—25,55	17,77—33,28	0,83—12,94	0,0—0,70
		69,70	23,65	5,63	23,58	26,51	7,82	0,23
	Иллит	0,0—11,35	1,39—8,86	13,30—22,87	1,40—2,81	1,42—4,37	5,90—25,83	1,38—15,46
		3,90	2,61	19,14	2,33	2,89	19,23	6,53
	Монтмориллонит	0,0—6,36	2,03—18,49	0,0—58,11	24,49—28,79	2,09—25,63	0,0—28,13	6,03—28,83
		3,61	4,91	40,38	25,99	10,65	5,83	18,38
	Хлорит	0,0—2,43	0,0—3,76	0,0—11,29	0,0—8,00	0,0—8,97	Нет	0,0—36,14
		0,61	0,96	3,36	2,66	5,81	Нет	22,61
Сумма	77,82	33,13	68,51	52,23	45,86	32,88	47,75	
Железистая	Гетит	0—3,73	0,0—1,86	0,0—2,30	Нет	0,30—5,80	0—1,73	Нет
		0,97	0,30	0,75	Нет	2,19	0,29	Нет
Карбонатная	Кальцит	0—1,32	0,1—4,81	0,0—2,63	0,83—8,05	Нет	0,0—1,43	1,31—14,51
		0,33	0,89	0,38	4,74	Нет	0,44	9,67
	Доломит	Нет	Нет	0,0—0,19	Нет	»	Нет	0—9,83
				0,02				4,07

Анкерит	$\frac{0,0-6,12}{2,32}$	$\frac{0,0-6,12}{3,03}$	$\frac{3,08-8,54}{5,40}$	$\frac{3,23-7,80}{4,95}$	$\frac{0,0-1,45}{0,82}$	$\frac{0,0-5,94}{2,65}$	$\frac{2,96-18,58}{9,23}$
Сидерит	$\frac{0,0-7,99}{2,00}$	Нет	$\frac{0,0-2,00}{0,48}$	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма	4,64	3,92	6,28	9,69	0,82	3,09	22,97
Углерод	Нет	$\frac{0,0-3,01}{0,85}$	$\frac{0,07-0,81}{0,38}$	Нет	Нет	Нет	Нет
Прочие минералы титана, фосфора и др.	$\frac{0,94-4,95}{2,92}$	$\frac{0,40-4,46}{1,26}$	$\frac{1,17-1,53}{1,39}$	$\frac{1,75-3,04}{2,39}$	$\frac{0,80-0,89}{0,84}$	$\frac{0,47-1,19}{0,70}$	$\frac{1,49-3,73}{2,45}$

Примечание. Вероятные типы осадочных пород: 1) каолиновая глина с существенно кварцевым материалом; 2) глинистый кварцевый песчаник; 3) алевролитовая глина; 4) карбонатно-алевролитовая глина; 5) глинистый существенно кварцевый песчаник; 6) глинистый олигомиктовый песчаник; 7) карбонатно-алевролитовая глинистая порода (песчаный мергель). В числителе — крайние пределы значений, в знаменателе — средние значения.

влажного климата при спокойной тектонической обстановке и широком развитии на равнинном континенте глубокого химического выветривания. Отложение осадков происходило вблизи или в некотором удалении от кор выветривания в каких-то, возможно, пресноводных континентальных палеобассейнах или опресненных заливах, лагунах.

Другая группа пород третьей пачки (биотит-амфибол-кианитовые и гранат-биотит-кианитовые гнейсы) также содержит повышенные концентрации глинозема (18—25%), но одновременно и относительно высокие содержания щелочей и щелочноземельных элементов (см. табл. 1, тип 3, 4). Кремневый модуль этих гнейсов колеблется от 0,28 до 0,42 (среднее 0,36), что, по данным А. Б. Ронина и А. А. Мигдисова (1960), говорит о континентальных и лагуновых фашиальных условиях осадконакопления и гумидном климате. Значения отношений $Al_2O_3 : Na_2O$ для этих гнейсов лежат в пределах 6—24, что говорит о низкой зрелости глинистой части пород. Эти данные и результаты литохимических пересчетов (см. табл. 2, тип 3—4) могут указывать на гумидный климат умеренно теплой зоны, существовавший над обширной территорией, и коры выветривания каолинового типа, материал которых отлагался в каких-то палеобассейнах (заливах, лагунах), имеющих нормальный солевой режим.

Для кианитовых, кианит-кварцевых сланцев, биотит-амфибол-кианитовых гнейсов характерен пирит. Содержание пиритной серы в кианитовых сланцах достигает 2,46%, а в кианит-кварцевых сланцах — 1,85% (см. табл. 1). Эти же сланцы и гнейсы часто содержат углеродистое вещество или графит. Наличие в составе пород серы и углерода свидетельствует о восстановительной среде диagenеза.

Значительный объем в составе третьей пачки свиты занимают мусковитовые и двуслюдяные сланцы, часто с гранатом. Образование этих пород произошло, по результатам литохимических пересчетов (см. табл. 2, тип 6), за счет глинистых алевролитов и песчаников, причем значительная часть терригенного материала была представлена, по-видимому, обломками полевых шпатов.

Для мусковитовых, двуслюдяных сланцев и гранат-биотит-кианитовых

гнейсов весьма характерен турмалин, что, возможно, объясняется присутствием в первичных осадках гидрослюдистых глин (см. табл. 2, тип 3, 6), являющихся наилучшими сорбентами бора.

Проведенные литохимические пересчеты порфиروبластических амфиболитов третьей пачки (см. табл. 2, тип 7) показали, что первоначально это могли быть карбонатно-алевритоглинистые осадки (песчанистые мергели), отлагавшиеся в палеобассейне, имеющем несколько повышенную соленость, и климате аридного типа. Полученные результаты подтверждаются данными О. В. Горбачева (1977), который порфиروبластические амфиболиты третьей пачки относит к существенно алевритоглинистому типу.

В последние годы установлено широкое распространение среди первично-осадочных отложений докембрия углеродистого вещества (графита) и доказана его биогенная природа (Сидоренко, Сидоренко, 1975, и др.). Поэтому наличие графитовых чешуек и тонкораспыленного углерода в отложениях свиты хизовара позволяет нам говорить о присутствии в палеобассейне седиментации органической жизни, вероятно, в виде низших водорослей. Углеродистое вещество биогенного происхождения захоронялось вместе с продуктами кор выветривания каолинитового типа, развитыми на равнинном континенте в условиях гумидного палеоклимата. Затем часть $C_{орг}$ преобразовалась в графит, часть же осталась тонкораспыленной в массе пород и отдельных минералах (кианите, кварце и др.).

Расцвет органической жизни и как результат этого значительное количество продуцируемого углеродистого вещества, восстановительная обстановка на дне палеобассейна, способствовали тому, что до наших дней сохранилась часть $C_{орг}$, захороненного в нижнем протерозое в песчано-алевритоглинистых осадках. Значительные содержания $C_{орг}$ (до 3,23%) в кианит-кварцевых сланцах (глинистые кварцевые песчаники; см. табл. 2, тип 2), по-видимому, отражают известный в фанерозое факт, когда континентальные песчаные отложения содержат больше $C_{орг}$, чем континентальные глины.

ЛИТЕРАТУРА

- Волотовская Н. А., Жиров К. К. Хромсодержащие минералы свиты хизовара.— Изв. Карело-Финской научно-исслед. базы АН СССР, № 1. Петрозаводск, Изд-во АН СССР, 1948.
- Геология СССР, т. XXXVII, Карельская АССР, ч. I, Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.— Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, вып. 223. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Горбачев О. В. Метаморфизованные терригенные и карбонатно-терригенные осадки основного состава (параамфиболиты) и их литолого-геохимическая характеристика.— В сб.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, Изд-во КОФАН СССР, 1977.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мигдисов А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мигдисов А. А., Борисенко Л. А. К геохимии галлия (Ga) в гумидном литогенезе.— Геохимия, 1963, № 12.
- Розен О. М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия.— В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., «Недра», 1975.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле.— В кн.: Геохимические циклы. Доклады сов. геол. на XXI сессии МГК, пробл. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 277.
- Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3.

УДК 552.512 (470.5)

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ГАЛЕК И ВАЛУНОВ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

И. С. СТЕПАНОВ, Г. Н. СЫЧКИН

На междуречьях западного склона Среднего и Северного Урала в толщах кайнозойских континентальных отложений наблюдаются гальки и валуны. Среди них выделяются элювиальные, ледниковые и проблематичные. Проведено аналитическое изучение последних с целью установления их генезиса по методике, предложенной Бутаковым Г. Н. и Дедковым А. П. (1971). На основании изучения их петрографического, гранулометрического состава и морфометрии (окатанности, уплощенности, изометричности, дисимметрии) делается вывод о том, что в континентальные толщи кайнозойского возраста экзотические гальки и валуны попали благодаря особенностям развития поверхностей снижения карстового типа, из послепалеозойских прибрежноморских отложений, существовавших на западном склоне Урала до начала его поднятия в неогене и уничтоженных последующей денудацией.

На междуречьях западного склона Среднего и Северного Урала в кайнозойских континентальных толщах наблюдаются отдельные хорошо окатанные гальки и валуны различного происхождения. Обобщая имеющиеся сведения по этому вопросу, можно выделить следующие генетические разновидности галек и валунов: элювиальные, ледниковые и проблематичные.

Элювиальные гальки и валуны встречаются на конгломератах артинского яруса перми, тиллитовидных конгломератах серебрянской серии и устьчурочинской свиты верхнего протерозоя (Младших, Аблизин, 1967) или несколько ниже по склону их выходов. По петрографическому составу и морфометрическим показателям эти гальки и валуны аналогичны таковым из подстилающих конгломератов.

Ледниковые и водно-ледниковые гальки и валуны распространены в четвертичных отложениях на Северном Урале до широты г. Соликамска. Они, как отмечают многие исследователи (Гуслицер, 1973; Рыжов, 1974, и др.), характеризуются полимиктовым петрографическим составом и отсутствием сортировки.

Кроме элювиальных и ледниковых галек и валунов, вопрос о происхождении которых не вызывает особых дискуссий, на междуречьях западного склона Среднего и Северного Урала наблюдаются единичные хорошо окатанные гальки и валуны устойчивых к процессам выветривания пород (кварца и кварцита) проблематичного происхождения. Они встречаются на междуречьях исключительно в пределах поверхностей снижения карстового типа, развивающихся на карбонатных толщах (Степанов, 1973), и по петрографическому составу чужды геологическому окружению, а по характеру обработки они несвойственны вмещающим их отложениям.

Экзотические гальки и валуны на междуречьях отмечались многими исследователями. Высказывались предположения, что эти гальки и ва-

луны являются остатками древней гидросети (Вербицкая, 1959). Но такие высказывания не могли быть подтверждены аналитическим изучением обломочного материала, так как находки этих галек были единичны. Между тем выяснение их природы имеет важное теоретическое и практическое значение и может пролить свет на происхождение россыпей драгоценных камней, так как находки этих экзотических галек и валунов простираются территориально совпадают с территориями распространения россыпей алмазов западного склона Урала (Степанов, 1976).

В 1975—1977 гг. нами в пределах Пашийско-Кусьинской эрозивно-карстовой депрессии проводились поиски россыпей, не связанных с современной гидросетью. В геологическом строении депрессии участвуют толщи в основном карбонатных пород, в меньшей степени — мелкозернистые песчаники девона и карбона. Конгломераты в толщах палеозоя, которые могли бы служить источником экзотических галек и валунов, в пределах Пашийско-Кусьинской депрессии нет.

При проведении буровых и шурфовочных работ на междуречьях в пределах Пашийско-Кусьинской депрессии нами вскрыта толща песчано-глинистых отложений оранжевого, красновато-желтого, кирпично-красного, ржаво-коричневого цвета, содержащих наряду со щебенкой местных пород редкие хорошо окатанные гальки и валуны кварца и кварцита (фиг. 1). Эти отложения на междуречье Вильвы и Вижая нами прослежены с севера на юг четырьмя поисковыми линиями на протяжении 10 км.

Для иллюстрации их строения приведем разрез кайнозойских отложений Пашийско-Кусьинской депрессии (сверху — вниз):

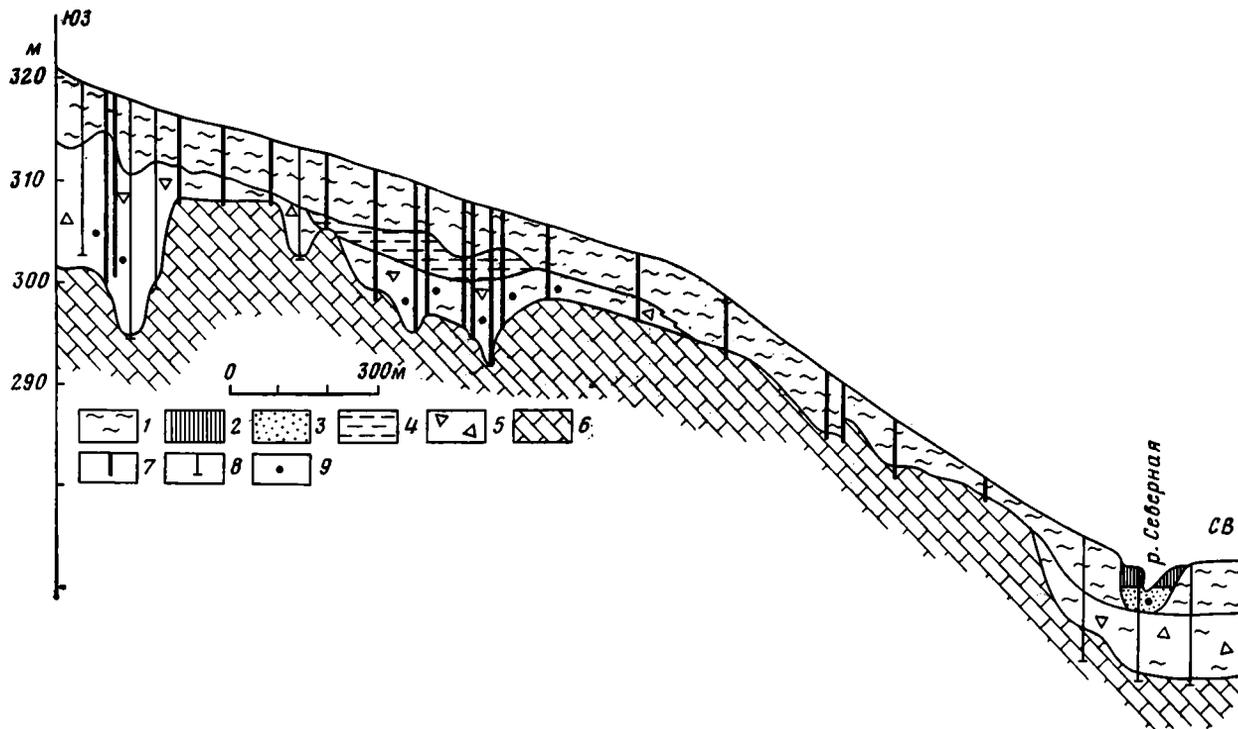
	Мощность, м
1. Почва с корнями деревьев	0,2
2. Q_{1dl} Суглинки коричневато-серые, комковатые	0,3
3. Q_{3+4dl} Глина серовато-коричневая, слабопесчаная, пластичная	5,7
4. Q_{2lim} Глина серая, иловатая, плотная	0,5
5. $Ndl + pl$ Глина ржаво-коричневая с красноватым оттенком, песчаная, очень плотная, содержащая щебенку и слабоокатанные обломки песчаников и единичные хорошо окатанные гальки кварца. Наблюдаются марганцовистые стяжения и конкреции лимонита	4,8
6. D_{3fm} Известняк светло-серый, среднезернистый. Поверхность известняка неровная.	

Эти осадки не содержат органических остатков. Проведенными анализами ни спор, ни пыльцы в них не обнаружено. Но путем сопоставления вещественного состава пород и положения отложений в разрезе кайнозоя с аналогичными отложениями в других районах Урала делювиально-пролювиальную толщу условно можно отнести к неогену.

Основная масса этой толщи сложена глиной, представленной на 89,4—97,2% гидрослюдой — монтмориллонитом, значительным количеством каолинита, кварца, слюды, гидроокислов железа.

Тяжелая фракция состоит преимущественно из лимонита (35—76%) и магнетита (10—28%). В меньшем количестве присутствуют лейкоксен (2—15%), циркон (2—12%), турмалин (2—12%), эпидот (до 23%). В виде редких зерен встречаются рутил, анатаз, гранат, дистен, корунд, сфен, апатит, хлоритойд, брукит, роговая обманка, пироксен, ставролит, кианит.

Грубообломочный материал представлен в основном щебенкой и мелкими глыбами кварцевых песчаников, содержание которых увеличивается к бортовой части депрессии. Наряду с неокатанным обломочным материалом, свидетельствующим о недалеких переносах, в толще встречаются редкие (одна на 2—3 м² породы) хорошо окатанные гальки и мелкие валуны кварца и кварцита, несвойственные для отложений ближне-



Фиг. 1. Геологический разрез кайнозойских отложений Пашийско-Кусьинской эрозивно-карстовой депрессии

1 — делювиальные суглинки и глины со щебнем ($Q_{3+4} dl$); 2 — глины и суглинки пойменной фации верхнеплейстоценового и голоценового аллювия ($Q_{3+4} al$); 3 — галечники русловой фации верхнеплейстоценового и голоценового аллювия ($Q_{3+4} al$); 4 — глины серые иловатые застойных водоемов ($Q_2 lim$); 5 — красноцветные делювиально-пролювиальные песчаные глины со щебенкой неогенового возраста ($Ndl + pl$); 6 — известняки верхнего девона (D_3); 7 — шурфы; 8 — скважины; 9 — экзотические гальки и валуны

го сноса и являющиеся чуждыми для вмещающих их делювиально-пролювиальных отложений.

Из шурфов по одной из поисковых линий нами было собрано 176 галек, валунов и их обломков, представленных в основном жильным кварцем (86,5%) и реже очень плотными белыми с желтоватым и сероватым оттенком кварцитами (13,5%).

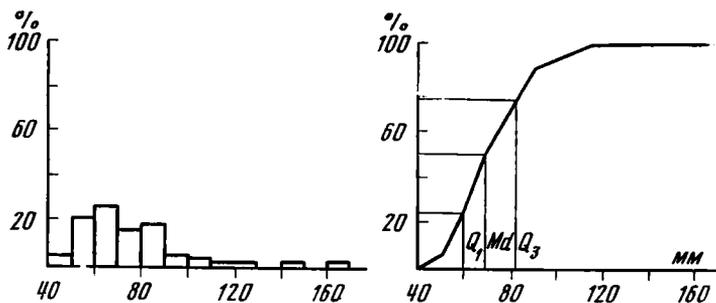
Целых галек и валунов нами собрано 85, что составляет 48% общего их числа. Остальные 52% представлены более или менее сохранившимися обломками галек и валунов. Преобладание среди экзотического материала нецелых галек свидетельствует о том, что в ходе геологического развития района они неоднократно переотлагались, пройдя длительный и сложный путь миграции. При этом окатанные обломки менее устойчивых к процессам выветривания пород были уничтожены, сохранились только гальки кварца и кварцита.

Целые гальки и валуны подвергались изучению с целью выяснения их генезиса по методике, предложенной Г. Н. Бутаковым, А. П. Дедковым (1971). Для гранулометрического анализа измерялись длина (А), ширина (В) и толщина (С). Определялись среднеарифметические показатели (\bar{X}) и стандартные отклонения размеров галек в мм (σ) по этим показателям:

Линейные параметры	\bar{X}	σ
А	75	± 25
В	56	± 16
С	40	± 14

Для дальнейшей статистической обработки гальки и валуны распределялись по фракциям с интервалом через 10 мм (41—50; 51—60; 61—70 и т. д.).

Результаты гранулометрического анализа приведены на гистограмме и кумулятивной кривой (фиг. 2). По кумулятивной кривой определя-



Фиг. 2. Гистограмма и кумулятивная кривая гранулометрического состава экзотических галек и валунов

лись медианный диаметр (Md), первая и третья квартили (Q_1 и Q_3), соответствующие 50, 25 и 75%.

Для экзотических галек и валунов они составляют: $Md=70$ мм; $Q_1=60$ мм; $Q_3=84,5$ мм.

Одним из показателей условий формирования обломочного материала является степень отсортированности, которая характеризуется коэффициентом сортировки (S_0):

$$S_0 = \frac{Q_3}{Q_1} = \frac{84,5}{60} = 1,41$$

Для устранения влияния величины Md на коэффициент сортировки, определяемой по приведенной формуле, расчет коэффициента сортиров-

ки производился также при Md , условно приведенном к одному значению (например 80 мм):

$$S_s = \frac{Q_s + (80 - Md)}{Q_1 + (80 - Md)} = 1,35$$

Для морфометрической характеристики галек и валунов проводилось определение их окатанности, уплощенности, изометричности и диссимметрии. Эти показатели определялись по формулам:

$$K_o = \frac{2r}{A} \times 1000; \quad K_y = \frac{A+B}{2C}; \quad K_n = \frac{A+C}{2B};$$

$$K_d = \frac{a}{A} \times 1000,$$

где K_o , K_y , K_n , K_d — соответственно коэффициенты окатанности, уплощенности, изометричности и диссимметрии; A , B , C — длина, ширина, толщина; r — радиус закругления наиболее острого края гальки в главной плоскости AB ; a — большая часть оси A гальки, получающейся при ее пересечении со средней осью. Определялись среднеарифметические величины и стандартные отклонения по K_o , K_y , K_n , K_d , которые приведены ниже.

При использовании отдельных показателей гранулометрического и морфометрического анализа трудно отличить крупнообломочный материал различного генезиса. В связи с этим встает вопрос о совместном использовании нескольких коэффициентов. Особенно большое генетическое значение имеет совместное использование коэффициентов сортировки и окатанности. Г. Н. Бутаковым,

А. П. Дедковым (1971) предложена генетическая грануломорфометрическая диаграмма для галек размером 10—50 мм.

Экзотические гальки и валуны западного склона Урала имеют несколько большие размеры (40—170 мм). Но так как влияние размера обломков на их морфометрические особенности разными исследователями оценивается неоднозначно и порой диаметрально противоположно (Сигов, 1947; Разумихин, 1965; Бутаков, Дедков, 1971), то этим влиянием на первых этапах исследований, по-видимому, можно пренебречь. Экзотические гальки и валуны, встречающиеся в делювиально-пролювиальных толщах междуречий западного склона Урала, на генетической грануломорфометрической диаграмме Г. Н. Бутакова, А. П. Дедкова ложатся в поле прибрежно-морских отложений (фиг. 3).

По данным этих авторов, окатанность крупных галек при одинаковых условиях значительно хуже мелких. Поэтому рассматриваемые нами экзотические гальки и валуны, если бы они были более мелкими, должны были бы иметь значительно лучшую окатанность, и принадлежность их к прибрежно-морским образованиям проявилась бы еще отчетливей.

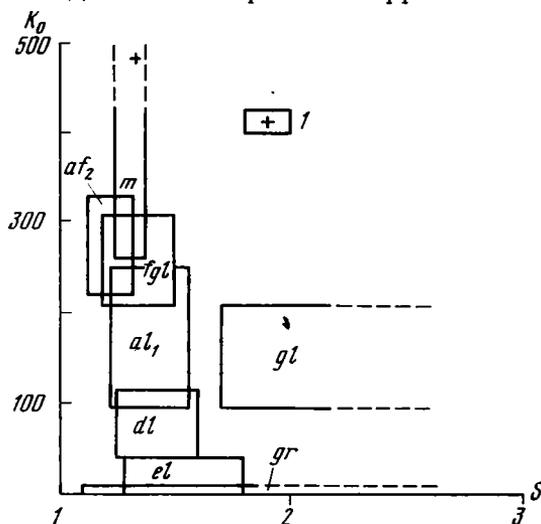
Таким образом, источником экзотических галек и валунов западного склона Среднего Урала являются прибрежно-морские отложения, уничтоженные интенсивной денудацией, связанной с начавшимся в неогене поднятием Урала. Гальки и валуны устойчивых пород, а также сопутствующие им драгоценные камни и некоторые минералы на поверхностях снижения карстового типа (Степанов, 1973) благодаря особенностям развития последних подверглись вертикальной миграции и участвуют в ка-

Среднеарифметические коэффициенты окатанности, уплощенности, диссимметрии и изометричности для экзотических валунов

Коэффициенты	\bar{X}	σ
K_o	482	± 183
K_y	1,7	$\pm 0,41$
K_n	628	± 83
K_d	1,11	$\pm 0,73$

честве экзотического материала в строении кайнозойских континентальных толщ.

Такой вывод подтверждается и изучением минералогического состава пород континентальных толщ, слагающих поверхности снижения карстового типа. В шлихах из этих отложений обычными минералами являются ставролит и кианит, которые в палеозойских и протерозойских толщах, слагающих днище и борта Пашийско-Кусьинской депрессии, отсутствуют или встречаются весьма редко. На эту особенность минералогического состава шлихов из россыпей западной полосы их развития, совпадающей с выходами на поверхность терригенно-карбонатных толщ



Фиг. 3. Эталонная гранулометрическая диаграмма по Г. Н. Бутакову и А. П. Дедкову (1971) с пробой экзотических галек и валунов

Отложения: *gr* — осыпные; *el* — элювиальные; *dl* — делювиальные; *al₁* — аллювий малых рек; *al₂* — аллювий крупных рек; *gl* — ледниковые; *fgl* — водно-ледниковые; *m* — прибрежно-морские; 1 — проба из экзотических галек и валунов

девона и карбона, обращал внимание А. А. Кухаренко. Источником кианита и ставролита в россыпях, по его мнению, служили реликты древних аллювиальных отложений, впоследствии размытых.

По нашим представлениям, кианит и ставролит в кайнозойские континентальные толщи на поверхностях снижения карстового типа проектировались вместе с экзотическими гальками и валунами по карстовым полостям из мезозойских прибрежно-морских отложений. Повышенное содержание этих минералов в мезозойских (юрских и меловых) отложениях отмечалось Б. М. Осовецким (1970).

Полученные результаты дополняют ранее существовавшие (История..., 1964) представления о развитии на западном склоне Урала морских отложений послепалеозойского возраста и могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях для других территорий со сходной историей развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутаков Г. Н., Дедков А. П. Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Изд-во Казанского ун-та, 1971.
 Вербицкая Н. П. Стратиграфия и литология аллювиальных отложений алмазоносных районов западного склона Среднего Урала.— Матер. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1959, вып. 27.

- Гуслицер Б. И.* О происхождении валунных суглинков Северного Приуралья.— Тр. Ин-та геол. Коми Фил. АН СССР, Сыктывкар, 1973, вып. 16.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления.* М., «Наука», 1964.
- Младших С. В., Аблизин Б. Д.* Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2.
- Осовецкий Б. М.* Питающие и терригенно-минералогические провинции современного аллювия Прикамья.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1970, № 210.
- Разумихин Н. В.* Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Изд-во Ленинград. гос. ун-та, 1965.
- Рыжов Б. В.* О генезисе валунсодержащих суглинков бассейна р. Северная Сосьва (Урал).— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Сигов А. П.* Оценка расстояния, пройденного галькой, по ее окатанности.— Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода, 1947, № 9.
- Степанов И. С.* Поверхности снижения и формирование россыпей (на примере западного склона Среднего и Северного Урала).— В сб.: Поверхности выравнивания. М., «Наука», 1973.
- Степанов И. С.* Условия формирования россыпей на западном склоне Урала и направление их поисков. Аллювий, Пермь, 1976.

Пермская комплексная
геологоразведочная экспедиция

Дата поступления
5.I.1978

УДК 550.42 : 546.22.02 : 552.5(571.5)

**СУЩЕСТВОВАЛ ЛИ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕРЕРЫВ
В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В СРЕДНЕМ КЕМБРИИ
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ?**

Я. К. ПИСАРЧИК, М. Н. ГОЛУБЧИНА

В статье излагаются результаты изотопного анализа серы седиментационных сульфатов кальция среднего кембрия Сибирской платформы — верхов галогенно-карбонатной толщи и низов верхоленской свиты. Между этими подразделениями рядом исследователей предполагалось наличие регионального перерыва в осадконакоплении. На основании изотопных анализов подтверждена ранее высказанная одним из авторов точка зрения об отсутствии такого перерыва.

Изотопный состав серы сульфатов кальция различного возраста подвержен, как известно, значительным колебаниям (Тод, Монстер, 1964; Helser, Kaplan, 1966, и др.). Весьма существенно, что отложениям каждой системы, а иногда и отдела свойственны совершенно определенные значения $\delta^{34}\text{S}$, колеблющиеся в довольно узких пределах, независимо от региона их распространения. Установлено, что наиболее легкую серу имеют сульфаты перми, довольно низкое содержание ^{34}S фиксируется также в сульфатах палеогена. В то же время для сульфатов раннего палеозоя намечается максимальное содержание ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$ около +30‰). Однако они до последних лет оставались чрезвычайно мало исследованными. В частности, для сульфатов из кембрия Сибирской платформы — крупнейшего в мире региона массового галогенеза в раннем палеозое — лишь в 70-х годах были опубликованы единичные определения, главным образом для изотопного состава сульфатной серы в рассолах и грунтовых водах из нижнекембрийских отложений (Виноградов, 1973).

В связи с этим в 1972 г. во ВСЕГЕИ было начато исследование изотопного состава серы седиментационных сульфатов кальция (гипса, ангидрита) кембрийских отложений Сибирской платформы. Сначала было произведено определение изотопного состава такой серы из мощной кембрийской галогенно-карбонатной толщи ($\text{Cm}_1 + \text{Cm}_2^1$) по 26 образцам. При этом были получены вариации изотопного состава серы от +22,3 до +34,6‰, а в среднем для этой толщи +28,35‰. Затем в 1974—1975 гг. был исследован изотопный состав серы седиментационных сульфатов кальция для восьми образцов ангидрита и гипса, постоянно обнаруживающихся в виде линзообразных прослоев и многочисленных желваков в низах вышележащей красноцветной верхоленской свиты $\text{Cm}_2^2 + \text{Cm}_3$. При этом выявилось очень большое отличие изотопного состава сульфатов в низах этой свиты от такового в подстилающей толще. Значения $\delta^{34}\text{S}$ данной свиты оказались сильно обогащенными изотопом ^{32}S по сравнению с сульфатами из нижележащей галогенно-карбонатной толщи и в среднем составили +8,3‰ при колебаниях от +7,0 до +11,35‰, т. е. на 20‰ ниже, чем среднее для всей подстилающей толщи (Писарчик и др., 1977)¹.

¹ В указанной статье все значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов кальция ошибочно уменьшены на 1,6‰. Эта ошибка учтена нами в настоящей работе, в том числе при составлении прилагаемой таблицы.

Известно, что палеогеографические и фациальные условия при отложении верхоленской свиты значительно изменились по сравнению с таковыми в предыдущие века (Писарчик, 1963). Осадки этой свиты отлагались в условиях начавшихся в среднем кембрии и нараставших во времени поднятий в обрамлявших Сибирскую платформу с запада и юга участках суши. При этом происходил интенсивный привнос с этих областей сноса континентальных вод в зону осадконакопления (Писарчик и др., 1975), и с ними легкого изотопа ^{32}S (Писарчик и др., 1977).

Именно большим поступлением континентальных вод и обусловлен очень сильно облегченный состав $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатах верхоленской свиты по сравнению с таковыми в галогенно-карбонатной толще.

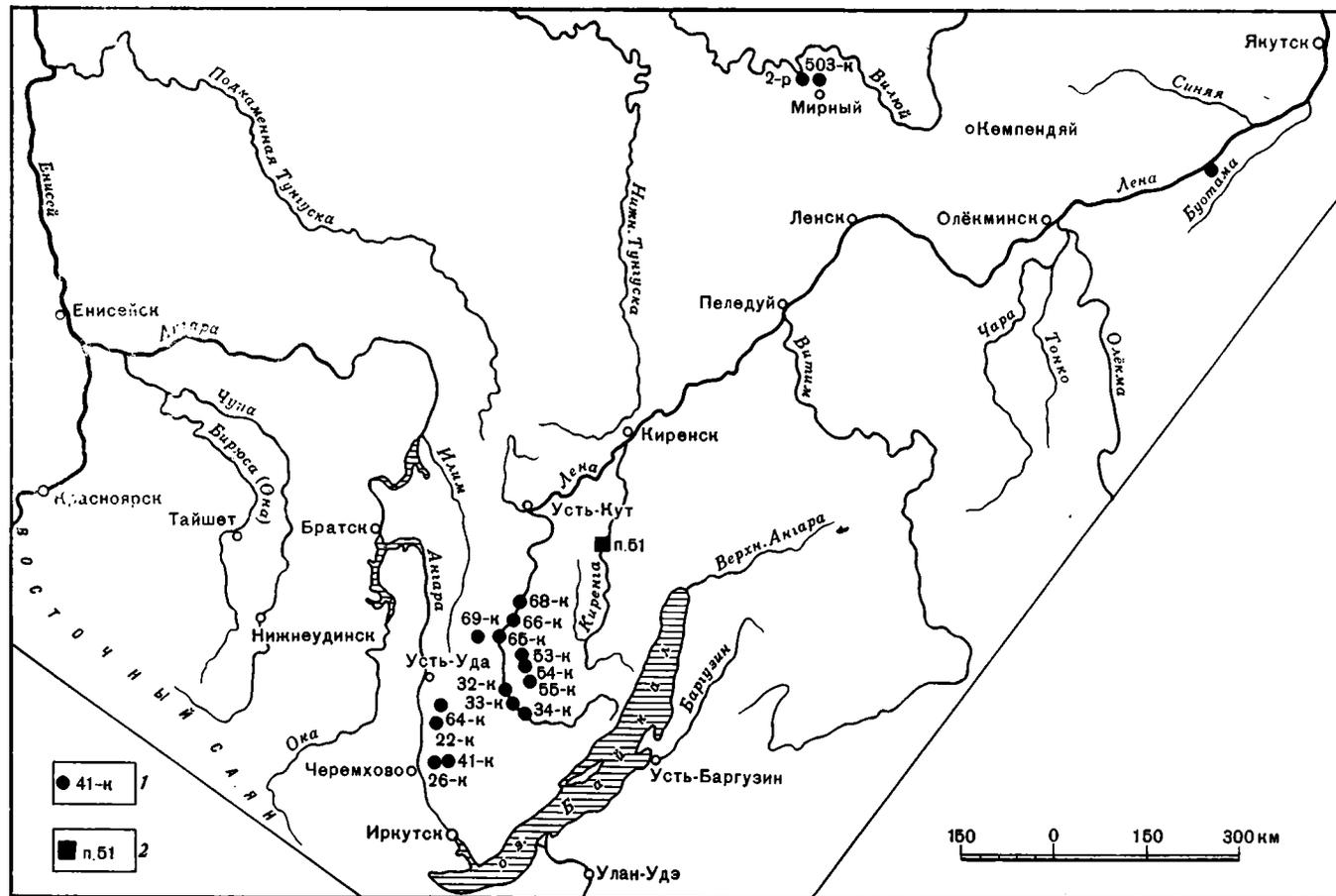
Вопрос о соотношении верхоленской свиты с подстилающей толщей уже очень давно трактуется различными исследователями неодинаково. Одними исследователями (Маслов, 1952; Колюн, 1958) высказано мнение о существовании между ними в среднем кембрии регионального и достаточно длительного перерыва в осадконакоплении. Другие исследователи, в частности Я. К. Писарчик (1963, 1975), полагают, что такого перерыва не было и что верхоленская свита залегает на галогенно-карбонатной толще согласно и даже с постепенным переходом. Подтверждение последнего положения мы видим в продолжении в начале верхоленского времени сульфатонакопления, т. е. начальных стадий галогенеза, интенсивно проявившегося при отложении галогенно-карбонатной толщи. Кроме того, установлено наличие в некоторых участках Иркутского амфитеатра, в частности в Канско-Тасеевском районе и в районе Тулунской скважины, в разных свитах галогенно-карбонатной толщи слоев и пачек красноцветных песчаных и мергельных отложений, что свидетельствует о существовании здесь в обрамлении амфитеатра такой временами более интенсивно поднимавшейся и размывавшейся уже достаточно расчлененной суши и в более ранние века кембрия, т. е. при отложении галогенно-карбонатной толщи (Писарчик и др., 1975)².

Нужно сказать, что отдельные прослои мергельных и песчаных иногда красноцветных пород встречаются и вне указанных районов в самых верхах галогенно-карбонатной толщи. Наибольшее количество таких красноцветных песчаных пород и песчаников имеется в верхах ангарской свиты (точнее их стратиграфического аналога — литвинцевской свиты) в обнажениях по р. Киренге. Однако в данном районе эти отложения находятся в зоне гипергенеза, полностью промыты и десульфатизированы, что не позволило определить в них изотопный состав серы сульфатов.

Учитывая все изложенное о характере залегания верхоленской свиты на галогенно-карбонатной толще, а также полученные в 1974—1975 гг. данные изотопного анализа серы сульфатов из низов верхоленской свиты (Писарчик и др., 1977), мы решили детальнее изучить изотопный состав серы сульфатов этой свиты и подстилающей ее верхней подсвиты ангарской свиты и ее стратиграфических аналогов — верхов литвинцевской и чарской свит (т. е. в породах амгинского яруса).

Образцы всех сульфатов кальция кембрия для анализа отбирались из коллекций, собранных в разное время (50-е и 60-е годы) Я. К. Писарчик при участии ее сотрудников (Писарчик и др., 1975). При этом имелось в виду уточнение значений $\delta^{34}\text{S}$ в указанных подразделениях, т. е. в породах среднего кембрия, и в особенности уточнение характера перехода между ними — между отложениями амгинского яруса (самые верхи галогенно-карбонатной толщи) и породами майского яруса (низы верхоленской свиты). Поэтому наряду с образцами, типичными для данных подразделений (с одной стороны, в сульфатах в сероцветных

² К сожалению, образцами керн из Канско-Тасеевского района и из Тулунской скважины мы не располагаем, и поэтому изучить изотопный состав серы их сульфатов не представилось возможным.



Фиг. 1. Местоположение разрезов, по которым изучался изотопный состав серы сульфатов кальция
 1 — скважина и ее номер; 2 — обнажение и номер пункта

неглинистых породах из верхов ангарской свиты и ее стратиграфических аналогов, и с другой — в сульфатах из красноцветных доломитовых мергелей нижней части верхоленской свиты), мы подвергли анализу практически все имевшиеся в наших коллекциях образцы сульфатов кальция из прослоев наиболее глинистых, иногда пестроцветных отложений верхних двух пачек ангарской свиты и ее аналогов, а также из прослоев и пачек слабоглинистых и неглинистых (сероцветных) пород, присутствующих среди красноцветных отложений верхоленской свиты.

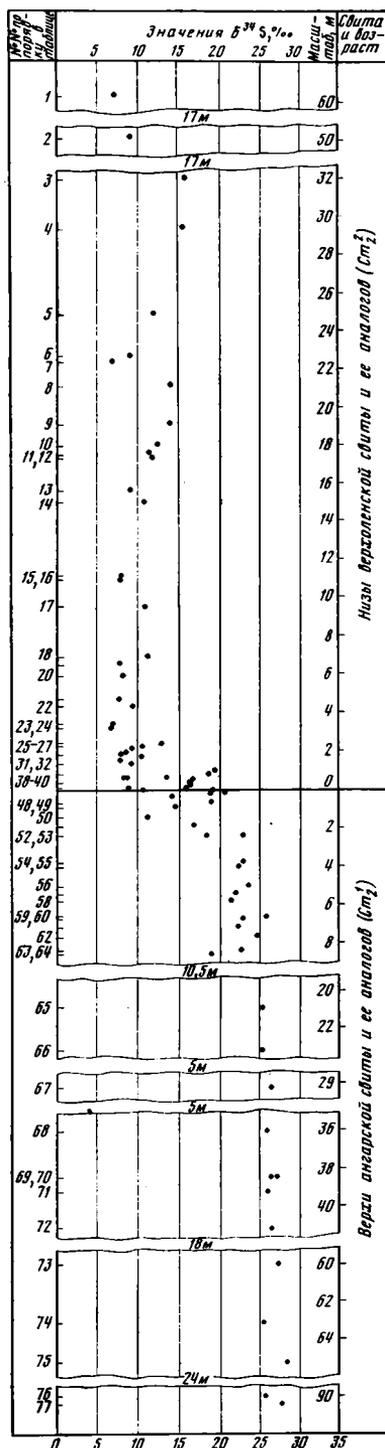
Измерения $\delta^{34}\text{S}$ производились М. Н. Голубчиной по той же методике, что и для предыдущей серии образцов (Писарчик и др., 1977). Они выполнены на масс-спектрометре МИ-1309 по ионам SO_3^+ на массах 64—66. Точность анализов составляла $\pm 0,7\%$. Результаты измерений приведены относительно серы троилита Сихотэ-Алиньского метеорита.

В настоящее время мы располагаем результатами анализа 34 образцов из верхних двух пачек ангарской свиты и их стратиграфических аналогов, относящихся заведомо к амгинскому ярусу среднего кембрия, и 43 образцов из нижних частей верхоленской свиты (майский ярус среднего кембрия). Местоположение скважин и обнажений, из которых отобраны образцы для анализа, показано на фиг. 1.

Результаты всех этих анализов приведены в таблице, на фиг. 2 и частично на фиг. 3. Во всех случаях показаны в метрах расстояния данного образца от контакта верхоленской свиты с подстилающей галогенно-карбонатной толщей.

Как видно на фиг. 2, в нижней, большей части исследованного интервала верхов ангарской свиты и ее аналогов (в 10—91 м ниже ее контакта с верхоленской свитой) значения $\delta^{34}\text{S}$ находятся в пределах от +25 до +30‰ (точнее от +25,1 до +28,2‰ по 11 образцам).

Выше по разрезу ангарской свиты (в интервале от 9 до 3 м ниже указанного контакта) значения $\delta^{34}\text{S}$ заметно снижаются, и за единичным исключением они меньше +25‰. Такое закономерное понижение значений $\delta^{34}\text{S}$ в верхах ангарской свиты и ее аналогов можно связать только с некоторым усилением при осад-



Фиг. 2. Изотопный состав серы сульфатов кальция в породах среднего кембрия Сибирской платформы

Изотопный состав серы среднекембрийских сульфатов кальция Сибирской платформы

№ п/п	№ обр.	Место взятия; глубина, м	Характеристика образца	Возраст		Положение относительно подошвы верхоленской свиты		δ ³⁴ S, ‰	Примечание
				отдел, ярус	свита, подсвита, пачка	выше, м	ниже, м		
1	1	Иркутский амфитеатр, скв. 65-к, гл. 344,5	Желвак гипса в красно-коричневом доломитовом мергеле	Ст ₂ ²	Верхоленская свита, нижняя подсвита и ее аналоги	68,5	—	+7,8	
2	3	Район г. Мирного, скв. 503-к, гл. 221,7	Доломитовый мергель пестрый, с желваками гипса	»	То же	50,3	—	+9,6	
3	7	Там же, гл. 239,9	Доломит известковистый с линзами гипса	»	»	32,1	—	+16,1	Из неглинистой пачки в верхоленской свите
4	13	» гл. 242,4	Гипс с пиритом по трещине в светло-сером доломите	»	»	29,6	—	+15,9	То же
5	11	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 277,5	Гипс розовый среди разноцветных доломитовых мергелей	»	»	25,1	—	+12,3	
6	3	Иркутский амфитеатр, скв. 34-к, гл. 399,4	Желвак гипса в красно-коричневом доломитовом мергеле	»	»	22,9	—	+9,2	
7	17	Район г. Мирного, скв. 503-к, гл. 249,4	Ангидрит со скоплениями гипса	»	»	22,6	—	+7,0	
8	15	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 281,3	Доломит известковистый, глинистый с прослоем гипса	»	»	21,3	—	+14,3	Из слабоглинистой пачки в верхоленской свите
9	22	Там же, гл. 283,4	Доломито-гипс (среди разноцветов)	»	»	19,3	—	+14,0	То же
10	24	» гл. 284,45	Скопления гипса и ангидрита в доломите	»	»	18,15	—	+12,5	»
11	74	Иркутский амфитеатр, скв. 22-к, гл. 105,5	Доломито-гипс глинистый, серый	»	»	17,7	—	+11,4	
12	18	Район г. Мирного, скв.	Доломитовый мергель крас-	»	»	17,5	—	+11,8	

		503-к, гл. 254,5	но-бурый с гипсом по трещинам						
13	28	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 266,8	Скопления гипсо-ангидрита среди красноцветных доломитовых мергелей	»	»	15,8	—	+9,2	
14	27	Район г. Мирного, скв. 503-к, гл. 256,85	Прослой доломито-ангидрита в доломите глинистом буро-сером	»	»	15,15	—	+10,9	
15	6	Иркутский амфитеатр, скв. 34-к, гл. 411	Ангидрит серый в доломитовом мергеле красно-коричневом	»	»	11,3	—	+8,0	
16	30	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 291,1	Ангидрит с гипсом в красно-коричневом доломитовом мергеле	»	»	11,1	—	+7,7	
17	31	Там же, гл. 292,9	Гипсо-ангидрит (среди красноцветов)	»	»	9,7	—	+10,8	
18	442	р. Киренга, обнажение, п. 51	Гипс с прослойками доломитового мергеля красно-коричневого	»	»	7,0	—	+11,35	Среднее из двух измерений
19	172	Иркутский амфитеатр, скв. 64-к, гл. 238,2	Желваки ангидрита в доломитовом мергеле фиолетово-коричневом	»	»	6,6	—	+8,0	
20	2	Там же, скв. 54-к, гл. 510,2	Доломито-гипс глинистый серый	»	»	6,0	—	+8,2	
21	5	» скв. 53-к, гл. 456,0	Желваки гипсо-ангидрита в доломитовом мергеле красно-коричневом	»	»	4,8	—	+8,0	
22	38	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 298,2	Ангидрито-гипс серый среди красноцветов	»	»	4,4	—	+9,7	
23	3	Иркутский амфитеатр, скв. 54-к, гл. 512,7	Желваки гипсо-ангидрита в доломитовом мергеле красноцветном	»	»	3,5	—	+7,1	
24	10	Там же, скв. 32-к, гл. 180,8	Гипс с глинистыми прожилками	»	»	3,3	—	+7,0	
25	8	» скв. 34-к, гл. 419,85	Доломито-гипсо-ангидрит песчаный гравийный пестрый	»	»	2,45	—	+13,0	

Таблица (продолжение)]

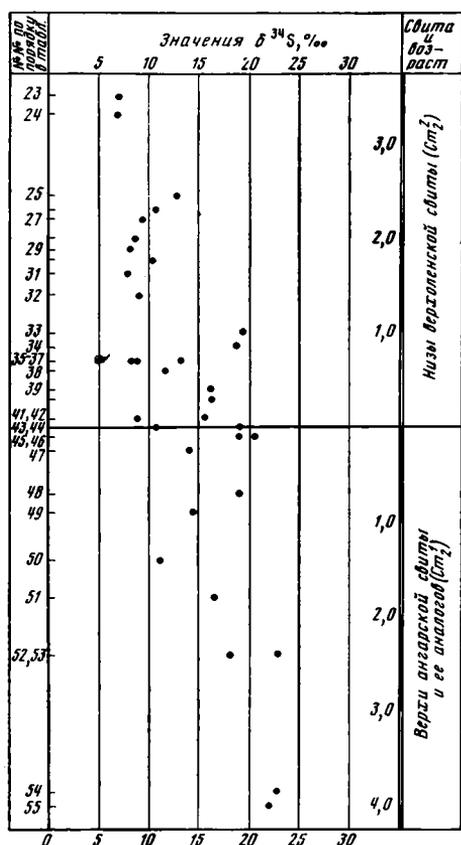
№ п/п	№ обр.	Место взятия; глубина, м	Характеристика образца	Возраст		Положение относительно подошвы верхоленской свиты		δ ³⁴ S, ‰	Примечание
				отдел, ярус	свита, подсвита, пачка	выше, м	ниже, м		
26	40	р. Виллой, скв. 2-р, гл. 300,3	Ангидрит-прослой в доломитовом мергеле зеленовато-сером	Ст ₂ ^a	Верхоленская свита, нижняя подсвита и ее аналоги	2,3	—	+10,7	
27	4	Иркутский амфитеатр, скв. 54-к, гл. 514,0	Доломито-гипс глинистый песчанистый серый	»	То же	2,2	—	+9,5	
28	8	Там же, скв. 65-к, гл. 411,0	Гипс с примесью пестрого доломитового мергеля	»	»	2,0	—	+8,7	
29	78	» скв. 22-к, гл. 121,3	Гипс глинистый с жилками красно-коричневого доломитового мергеля	»	»	1,9	—	+8,2	
30	9	» скв. 65-к, гл. 411,25	Доломитовый мергель гипсоносный пестроцветный	»	»	1,75	—	+10,3	
31	1a	» скв. 55-к, гл. 482,0	Гипсо-ангидрит с прослоем доломитового мергеля пестроцветного	»	»	1,6	—	+7,9	
32	10	» скв. 65-к, гл. 411,6	Доломито-гипсовый мергель зеленовато-серый	»	»	1,4	—	+9,4	
33	87a	» скв. 33-к, гл. 530,6	Доломито-ангидрид серый с красноцветными пленками	»	»	1,0	—	+29,5	Приконтактная часть верхоленской свиты с подстилающими отложениями
34	88	» » гл. 530,75	Прослой песчаника гравийного доломито-кварцевого с базальным ангидрито-доломитовым цементом, пестроцветного	»	»	0,85	—	+18,9	
35	3	» скв. 56-к, гл. 421,6	Желвак ангидрита в доломитовом мергеле красно-коричневом	»	»	0,7	—	+8,5	
36	1	» скв. 63-к, гл. 592,85	Доломитовый мергель красно-коричневый с линзообразным прослоем ангид-	»	»	0,7	—	+8,9	

37	11	»	скв. 65-к, гл. 412,3,	рита Прослой песчаника гравийного с гипсовым цементом серого среди доломитовых мергелей сероцветных	»	»	0,7	—	+13,5
38	2	»	скв. 55-к, гл. 483,0	Ангидрид серый с глинистыми пленками	»	»	0,6	—	+11,7
39	9	»	скв. 34-к, гл. 421,9	Микропереслаивание гипсоангидрита с доломитом глинистым черным	»	»	0,4	—	+16,3
40	10	»	» гл. 422,0	Доломитовый мергель сероцветный с прослоем ангидрито-гипса	»	»	0,3	—	+16,3
41	7	»	скв. 68-к, гл. 444,0	Желвак ангидрито-гипса в доломитовом мергеле пестроцветном	»	»	0,1	—	+9,0
42	13	»	скв. 65-к, гл. 412,9	Доломитовый мергель песчаный, сильно проросший гипсом сероцветный	»	»	0,1	—	+15,9
43	3	»	скв. 55-к, гл. 483,6	Ангидрит в светло-сером ангидрито-гипсо-доломите	См ₂ ¹ —См ₂ ²	Контакт верхоленской и ангарской свит	Контакт	—	+10,8
44	88a	»	скв. 33-к, гл. 531,6	Контакт доломита глинистого, песчаного с доломитоангидритом песчаным сероцветным	»	То же	»	—	+19,3
45	11	»	скв. 34-к, гл. 422,4	Гипсо-ангидрито-доломит темно-серый	См ₂ ¹	Верхи ангарской свиты и ее аналогов	—	0,1	+19,1
46	4	»	скв. 56-к, гл. 422,4	Скопления ангидрита в доломите пестроцветном	»	То же	—	0,1	+20,6
47	8	»	скв. 68-к, гл. 444,35	Ангидрито-доломит песчаный светло-серый	»	»	—	0,25	+14,2
48	43	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 303,3		Включение ангидрита в доломите серо-розовом	»	»	—	0,7	+19,2
49	89	Иркутский амфитеатр, скв. 33-к, гл. 532,5		Гипсо-ангидрит глинистый серый	»	»	—	0,9	+14,8
50	45	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 304,0		Прослой гипса белого в сероцветном доломите	»	»	—	1,4	+11,2

Таблица (окончание)

№ п/п	№ обр.	Место взятия; глубина, м	Характеристика образца	Возраст		Положение относительно подошвы верхоланской свиты		δ ³⁴ S. ‰	Примечание
				отдел, ярус	свита, подсвита, пачка	выше, м	ниже, м		
51	11а	Иркутский амфитеатр, скв. 34-к, гл. 424,1	Доломит песчаный серый с прослоем доломито-ангидрита красно-коричневого	Сm ₁	Верхи ангарской свиты и ее аналогов	—	1,8	+16,7	
52	46	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 305,0	Микропереслаивание доломитовых мергелей, доломитов серых и пестроцветных с прослоем гипса	»	То же	—	2,4	+18,4	
53	7	Иркутский амфитеатр, скв. 56-к, гл. 424,7	Ангидрит серый со скоплениями доломита глинистого пестроцветного	»	»	—	2,4	+23,0	
54	2а	Там же, скв. 63-к, гл. 597,4	Прослой доломитового мергеля красно-коричневого и зелено-серого с линзами песчаника с ангидритовым цементом	»	»	—	3,85	+22,9	
55	16	» скв. 65-к, гл. 417,0	Доломит серый песчаный, проросший гипсом	»	»	—	4,0	+22,4	
56	3	» скв. 63-к, гл. 598,6	Песчаник гравийный доломитово-кварцевый с пестроцветной галькой и ангидритовым цементом	»	»	—	5,05	+23,6	
57	14	» скв. 68-к, гл. 449,5	Доломит темно-серый со скоплениями ангидрита серого и пестрого	»	»	—	5,4	+22,1	
58	18	» скв. 65-к, гл. 418,8	Песчаник гравийный доломито-кварцевый с гипсовым цементом розовым	»	»	—	5,8	+21,4	
59	32	Район г. Мирного, скв. 503-к, гл. 278,7	Включения гипса в доломите розовом песчанистом	»	Верхи верхней подсвиты ангарской свиты и ее аналогов	—	6,7	+25,8	

60	51	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 309,35	Переслаивание гипса розоватого с доломитом	»	То же	—	6,75	+23,0
61	84	Иркутский амфитеатр, скв. 22-к, гл. 130,7	Гипс с ангидритом и доломитом, серый	»	»	—	7,15	+22,3
62	52	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 310,3	Доломито-гипс розово-серый	»	»	—	7,7	+24,9
63	16	Иркутский амфитеатр, скв. 68-к, гл. 452,5	Песчаник гравийный кварцево-доломитовый с ангидритовым цементом	»	»	—	8,4	+22,6
64	17	Там же, гл. 452,7	Ангидрит темно-серый с линзой доломитового мергеля зелено-серого и пестрого	»	»	—	8,6	+19,1
65	636	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 323,5	Доломито-гипс глинистый, сероцветный	»	»	—	20,9	+25,4
66	65	Там же, гл. 325,9	Доломит глинистый коричневато-розово-серый огипсованный	»	»	—	23,3	+25,1
67	67	» гл. 332,0	Ангидрит в доломите светло-розово-сером	»	»	—	29,2	+26,5
68	69	» гл. 338,6	Прожилки гипса в доломите буро-светло-сером	»	»	—	36,0	+25,9
69	21	Иркутский амфитеатр, скв. 41-к,	Гипс с примесью доломита	»	»	—	38,4	+27,2
70	70	р. Вилюй, скв. 2-р, гл. 341,0	Доломито-гипс глинистый сероцветный	»	»	—	38,4	+26,4
71	71	Там же, гл. 341,8	Желваки гипса в доломите буро-светло-сером	»	»	—	39,2	+26,0
72	72	» гл. 343,3	Прожилки гипса в доломите глинистом красно-буро-сером	»	»	—	41,1	+26,4
73	94а	Иркутский амфитеатр, Быхан, скв. 26-к, гл. 90,0	Гипсо-ангидрит глинистый серый	»	»	—	60,0	+27,4
74	53а	Иркутский амфитеатр, скв. 32-к, гл. 247,25	Гипс с реликтами ангидрита	»	»	—	66,1	+25,2
75	95	Там же, скв. 26-к, гл. 95,2	Ангидрит сероцветный	»	»	—	65,2	+28,2
76	107	» гл. 119,9	Гипс слабоглинистый	»	»	—	90,0	+25,7
77	54	» скв. 32-к, гл. 274,5	Гипс сероцветный	»	»	—	90,35	+27,8



Фиг. 3. Изотопный состав серы сульфатов кальция в приконтактовой части ангарской и верхоленской свит и их стратиграфических аналогов

Вместе с тем непосредственной связи значений $\delta^{34}\text{S}$ с окраской пород (с появлением в них красноцветности) установить по подвергшимся анализу образцам не удалось. Большинство этих образцов сероцветные. Видимо, данное обстоятельство связано с изменением цвета отложений при диагенезе (вероятно, преобладание восстановительных условий). Возможно, что это обусловлено также недостатком в имеющихся коллекциях материала для исследований изотопного состава серы сульфатов. Тем не менее сам факт очень больших колебаний значений $\delta^{34}\text{S}$ в верхних 2,5 м галогенно-карбонатной толщи, в приконтактовой части ее с верхоленской свитой, устанавливается вполне однозначно (см. фиг. 3).

Перейдем к рассмотрению данных изотопного анализа серы сульфатов кальция в нижней части верхоленской свиты, т. е. в отложениях, относимых нами к майскому ярусу среднего кембрия.

Для пород этого возраста проанализировано, как уже упоминалось, 43 образца. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ по ним составляет +11,04‰, при колебаниях от 7,0 до 19,5‰. Из всех проанализированных образцов только 11 дали значения $\delta^{34}\text{S}$ более +12,5‰. Существенно, что именно эти 11 образцов характеризуют наименее глинистые, преимущественно

конакопления притока вод с континента, хотя это еще не обнаруживается в петрографическом составе пород и в большинстве случаев в их окраске (см. таблицу).

Весьма существенно, что в самых верхах галогенно-карбонатной толщи (в верхних 2,5 м мощности ангарской свиты и ее аналогов) обнаруживается большой разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +23,0 до +11,2‰). В этой части разреза появляются отдельные прослои красноцветных отложений и увеличивается их глинистость. Несомненно, наличие низких значений $\delta^{34}\text{S}$ здесь связано с большим усилением притока континентальных вод с уже начавшей подниматься суши в обрамлении платформ. Причем временами такой приток был настолько интенсивным, что возникали значения $\delta^{34}\text{S}$, характерные уже для времени отложения сульфатов кальция майского века среднего кембрия (т. е. для нижних частей верхоленской свиты).

Обращает на себя внимание, что наиболее низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ обнаруживаются лишь в самых верхах ангарской свиты и ее аналогов (в верхних 2,5 м ее мощности) даже в сульфатах кальция из Вилюйской скважины, находящейся в весьма большом удалении от эпизодически начавших подниматься уже в начале среднего кембрия участков суши в обрамлении Сибирской платформы (Писарчик и др., 1975).

сероцветные разности гипсоносных (ангидритоносных) доломитов и их глинистых разностей (порядковые номера 3, 4; 8—10; 33, 39, 40 в таблице), а также слои песчаных их разностей или песчаников часто гравийных доломито-кварцевых по составу обломочного материала, с гипсовым или ангидритовым цементом (см. порядковые номера 25, 34, 37, 42 в таблице).

Такие же по составу прослои имеются в большом количестве и в верхах ангарской свиты и ее аналогов, где они образовались в результате местных размывов отмелей, существовавших в позднеангарское время в области осадконакопления (Писарчик, 1963). Обломочный материал в них «местный» (за счет размыва отмелей) и почти не связан с поступлением его из областей сноса, т. е. с привносом его континентальными водами с суши. Естественно, что изотопный состав серы сульфатов кальция, слагающих цемент песчаных и гравийных разностей в ангарской свите (см. порядковые номера 56, 58, 59, 63 в таблице), практически не отличается от такового во вмещающих такие прослои породах этой свиты.

Появление этого же рода песчаных и гравийных прослоев в низах верхоленской свиты указывает на возникновение и в верхоленское время подобных моментов значительного ослабления поступления континентальных вод с суши и соответственно на приближение в некоторые отрезки времени фациальных условий к таковым, существовавшим в ангарское время.

Обращает на себя внимание, что изотопный состав серы сульфатов кальция образцов песчаных и гравийных пород верхоленской свиты несколько ниже такового в практически аналогичных породах из ангарской свиты (см. таблицу). Это обусловлено, несомненно, тем, что в верхоленское время и в моменты формирования таких песчаных и гравийных прослоев имело место разбавление вод области осадконакопления континентальными водами из области сноса, хотя и менее интенсивное, чем при отложении вмещающих их сульфатоносных красноцветных доломитовых мергелей.

Следовательно, данные изотопного анализа таких образцов песчаных и гравийных пород из верхоленской свиты лишь подтверждают эпизодическое восстановление в верхоленское время фациальных условий, аналогичных существовавшим в амгинском веке, т. е. наличие постепенного перехода между ангарской свитой и покрывающей ее верхоленской.

Существенно, что верхняя из пачек неглинистых сульфатоносных доломитов в нижней подсвите верхоленской свиты установлена в районе г. Мирного в Бестяхской скважине № 503-к в интервале 29,6—32,1 м выше подошвы свиты (см. порядковые номера 3 и 4 в таблице) и по р. Вилюй (скв. 2-р) в 18, 15—21,3 м выше этого контакта (см. порядковые номера 8—10 в таблице). Вместе с тем сульфаты кальция во вмещающих указанные прослои красноцветных мергелях характеризуются в обоих районах и скважинах гораздо более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ (+9,6; +7,0; +9,2‰ — см. порядковые номера 2, 7 и 13 в таблице). Все это свидетельствует о том, что однотипные фациальные условия (в данном случае временное резкое уменьшение поступления континентальных вод из области сноса) и в майском веке распространялись временами на значительное расстояние от областей сноса, так как обе упомянутые скважины находятся, как уже говорилось, на очень значительном удалении от местоположения областей сноса в обрамлении платформы (к западу от Канско-Тасеевской площади и района Енисейского кряжа).

Существенно, что максимальное количество образцов из нижней части верхоленской свиты, показавших значения $\delta^{34}\text{S}$ более +12,5‰, относится к нижним 2,5 м данной свиты (см. фиг. 2 и 3). Здесь из 19 про-

анализированных образцов 7 образцов³ показали значения $\delta^{34}\text{S}$ более +12,5‰ (от +13,0 до +19,5‰). Все эти 7 образцов представляют собой сероцветные, иногда пестроцветные доломито-ангидриты (гипсы) или их песчаные и гравийные разности, т. е. как раз такие породы, о которых говорилось выше. Приуроченность таких прослоев преимущественно к самым низам верхоленской свиты служит еще одним указанием на существование постепенного перехода ангарской свиты и ее аналогов в вышележащую верхоленскую, т. е. на постепенную смену фациальных условий и непрерывность всего разреза кембрия на Сибирской платформе.

В сульфатах кальция, находящихся в красноцветных или пестроцветных доломитовых мергелях майского яруса по 32 анализам значения $\delta^{34}\text{S}$ колеблются от +7,0 до +12,5‰ (среднее +9,4‰). Исключением являются сульфатоносные прослои, упомянутые выше, в которых значения $\delta^{34}\text{S}$ превышают 12,5‰. Это всего лишь на 1,1‰ больше, чем было получено для первых 8 исследованных образцов ангидритов и гипсов в красноцветах верхоленской свиты (см. выше).

Такое среднее значение (+9,4‰) мы считаем характерным для изотопного состава серы седиментационных сульфатов кальция, образовавшихся в красноцветах верхоленской свиты (в майском ярусе среднего кембрия), т. е. в уже достаточно резко изменившихся в это время палеогеографических условиях, и отложившихся при значительном притоке в зону осадконакопления континентальных вод с начавшей интенсивно подниматься суши в западном и южном обрамлении Сибирской платформы.

Следует сказать, что эти значения очень близки к значениям $\delta^{34}\text{S}$ для серы сульфатов перми, для которых оно колеблется от +9,0 до +11,8‰ (Helser, Kaplan, 1966). Вместе с тем данное значение почти равно цифре $\delta^{34}\text{S}$ для серы сульфатов Каспийского моря (+9,8‰, по данным Н. А. Еременко и Р. Г. Панкиной, 1971). Можно полагать, что роль вод, поступающих с суши в верхоленское время в область осадконакопления и приносивших легкую серу с континента, была в основном сходной в соответствующих бассейнах.

Проведенные исследования серы седиментационных сульфатов кальция из среднекембрийских отложений Сибирской платформы позволяют сделать ряд выводов.

1. Изотопный анализ серы сульфатов кальция полностью подтверждает выводы, сделанные Я. К. Писарчик еще в 1960 г., об отсутствии на Сибирской платформе длительного регионального перерыва между галогенно-карбонатной толщей $\text{Ст}_1 + \text{Ст}_2^1$ и вышележащей верхоленской свитой $\text{Ст}_2^2 + \text{Ст}_3$ и о постепенном переходе между ними, несмотря на значительную эволюцию в это время фациальных условий, обусловленную общим изменением палеогеографической обстановки.

2. Такое изменение было обусловлено начавшимися в обрамлении Сибирской платформы поднятиями областей сноса и поступлением с них в область седиментации (на платформу) значительных и нараставших во времени масс континентальных вод, несущих большое количество легкой серы в составе сульфатов.

3. Моменты таких поднятий зафиксированы уже для времени отложения самой верхней части галогенно-карбонатной толщи — для амгинского века, когда они проявились лишь эпизодически. Это обусловило изменчивый изотопный состав серы сульфатов в самых верхних частях ангарской свиты и ее аналогов и соответственно резкое колеба-

³ Выше мы уже отмечали, что при отборе проб для изотопного анализа мы в первую очередь отбирали все образцы неглинистых сульфатоносных пород из верхоленской свиты, а также глинистых пестроцветных сульфатоносных пород из верхов ангарской свиты.

ние здесь значений $\delta^{34}\text{S}$: от величин $+25,8\%$, характерных для серы сульфатов кальция ангарской свиты галогенно-карбонатной толщи, до $+11,2\%$, что типично уже для верхоленской свиты.

4. В майском веке эти поднятия в обрамлении платформы значительно усилились, что привело к большому, гораздо более стабильному обогащению сульфатов кальция легким изотопом ^{32}S и преобладанию здесь значений $\delta^{34}\text{S}$ от 7,0 до $12,5\%$ (среднее для сульфатов из красноцветных отложений по 32 образцам составляет $+9,4\%$).

5. Однако и в ранневерхоленское время фациальные условия в области осадконакопления не оставались неизменно стабильными. Периоды массового привноса в нее больших количеств континентальных вод (содержащих легкий изотоп ^{32}S) эпизодически прерывались моментами, когда такой привнос значительно ослабевал или даже почти прекращался и временно восстанавливались условия осадконакопления, сходные с теми, которые имели место при отложении верхних частей подстилающей галогенно-карбонатной толщи. Для таких моментов характерно значительное повышение значений $\delta^{34}\text{S}$ до $14,0$ — $16,1\%$ и местами даже до $19,5\%$. Характерно, что максимальное количество подобных моментов имело место при отложении самых нижних частей верхоленской свиты.

6. Именно наличие в отложениях амгинского века отрезков времени, когда происходило заметное усиление привноса континентальных вод и соответственно уменьшение значений $\delta^{34}\text{S}$, а в отложениях нижних частей верхоленской свиты — моментов ослабления такого привноса с несомненностью свидетельствуют о постепенной смене фациальных условий при переходе от отложений галогенно-карбонатной толщи к вышележащим отложениям верхоленской свиты. Это было обусловлено постепенным же, но достаточно быстрым изменением в среднем кембрии (в основном на рубеже амгинского и майского веков) палеогеографической обстановки на Сибирской платформе и в ее обрамлении, в частности западном и южном.

7. Все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что изотопный состав серы седиментационных сульфатов кальция достаточно четко отражает изменения фациальных условий и может быть с успехом использован в качестве важного объективного критерия при реконструкциях палеогеографических обстановок.

8. Резко облегченный изотопный состав серы в седиментационных сульфатах кальция из низов верхоленской свиты, т. е. из отложений майского яруса среднего кембрия по сравнению с таковым из нижележащей галогенно-карбонатной толщи $\text{Ст}_2 + \text{Ст}_2^1$, где он в среднем равен $28,35\%$, говорит о том, что намеченные предыдущими исследователями (Helser, Kaplan, 1966, и др.) значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов в эвапоритах кембрия (около 30%) справедливы только для эвапоритов, образовавшихся в участках морских бассейнов, в той или иной мере отшнурованных от открытого моря и не имевших сильного притока в них континентальных вод с обрамлявшей их суши. При весьма значительном поступлении в зону осадконакопления континентальных вод, содержащих большое количество легкого изотопа ^{32}S , как это имело место в верхоленское время, изотопный состав серы седиментационных сульфатов кальция даже в кембрии становился гораздо более легким. Он сравним здесь с изотопным составом серы в эвапоритах перми, а также в составе сульфатов, растворенных в Каспийском море ($\delta^{34}\text{S} + 9,8\%$). Следовательно, влияние фациальных условий в период осадконакопления является решающим для изотопного состава серы сульфатов кальция, независимо от их возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. И.* Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Недра», 1973.
- Еременко Н. А., Панкина Р. Г.* Вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов современных и древних морских водоемов Советского Союза.— Геохимия, 1978, № 1.
- Колюн М. Н.* Взаимоотношения верхоленской свиты юга Сибирской платформы с подстилающими и покрывающими отложениями.— Тр. ВНИГРИ и НТО нефтяников. Геология и геохимия, Доклады и статьи. 1958, № 2 (VIII).
- Маслов В. П.* Существовал ли перерыв между средним кембрием и верхоленской свитой в Восточной Сибири? — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
- Писарчик Я. К.* Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 89. Ленгостоптехиздат, 1963.
- Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 215. «Недра», 1975.
- Писарчик Я. К., Голубчина М. Н., Токсубаев А. И.* Изотопный состав сульфатов кальция верхоленской свиты кембрия Сибирской платформы.— Геохимия, 1977, № 4.
- Тод Г., Монстер Д.* Распространение изотопов серы в эвапоритах в древних океанах.— В кн.: Химия земной коры. т. II. М., «Наука», 1964.
- Nelser W. T., Kaplan V. R.* Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.— Chem. Geol. Amsterdam, 1966, v. 1, No. 2.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
26.XII.1978

УДК 552.54 : 551.735(575.3)

ФАЦИИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В КАРБОНЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА

Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ

Рассмотрена общая фациальная обстановка и батиметрия образования розовых известняков типа «*Ammonitico rosso*», развитых в эвгеосинклинальных отложениях нижнего карбона на Юго-Западном Дарвазе.

В мезозойских отложениях альпийских складчатых систем широко развиты «фации» комковатых (нодулярных) розовых известняков «*Ammonitico rosso*» (Обуэн, 1967; Hallam, 1967; и др.), которые в последние годы установлены и во многих геосинклиналях палеозоя (Хворова, Григорьев, 1974; Tuckey, 1974; Vandel, 1974; и др.). Отличительной чертой этих известняков является их «стратиграфическая конденсированность», обусловленная очень медленной скоростью седиментации и периодическим ее прекращением. Скорости образования наиболее конденсированных отложений составляют 1 мм/1000 лет (Bernoulli, 1972). Все исследователи, изучавшие «фации *Ammonitico rosso*», рассматривают их как пелагические, формирующиеся в условиях открытого моря на внутривосточных поднятиях и (или) их склонах. Другой тип пелагических известковых осадков в противоположность упомянутым отлагался в прогибах с большими скоростями седиментации; для этих известняков не характерна нодулярность, существенную роль играет глинистый компонент (Bernoulli, 1972). В эвгеосинклинальных разрезах они могут ассоциироваться с основными вулканитами, радиоляритами, турбидитами и оползневыми горизонтами. Установление принадлежности известняков к тому или иному из упомянутых выше типов имеет большое значение при палеогеографических реконструкциях бассейнов, в особенности таких, в которых происходили мощные и многократные излияния лав, а карбонатные осадки являлись по существу единственным критерием фациальной обстановки. Такого типа бассейн существовал в раннем карбоне на Северном Памире.

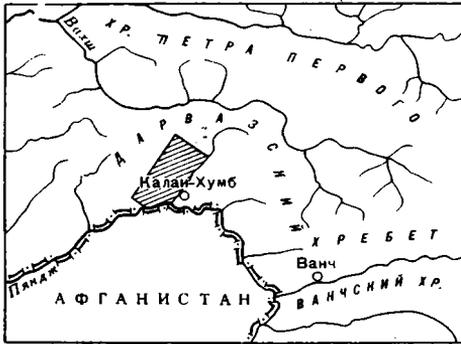
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

На территории Юго-Западного Дарваза, начиная с раннего карбона, накапливаются мощные вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы (Власов, 1961; Бархатов, 1963; Пыжьанов, 1964; и др.). Они входят в сложных фациальных взаимоотношениях как во времени, так и в пространстве (Руженцев, 1976; Руженцев и др., 1977). Литологическое изучение этих комплексов проводилось автором в Калайхумбской подзоне от долины р. Хырсдара — на севере до долины р. Дробак (правый приток р. Пяндж) — на юге (фиг. 1).

В основании эвгеосинклинального разреза залегают черные пиллоулавы базальтового состава, содержащие прослой черных аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями олигомиктовых мелкозернистых

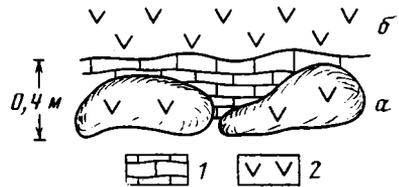
лесчаников. Образование этого комплекса, начавшееся в турне (?) — раннем визе, заканчивается на рассматриваемой территории неодновременно: на севере — в позднем визе, а на юге — в раннем намюре. На севере в раннем намюре уже формируется иной комплекс отложений; это преимущественно красные спилиты с прослоями базальтовых туфов и розовых известняков. Мощность его не превышает 500 м.

С конца раннего намюра до среднего карбона в Калайхумбской подзоне происходит образование очень пестрых в фациальном отношении вулканогенно-осадочных комплексов: это конгломератово-туфовый, туфово-эффузивный, терригенный и известняково-базальтовый (Вознесенская, 1978). Последний развит на юге территории. Он представлен крас-



Фиг. 1

Фиг. 1. Географическое положение района работ автора (заштрихован)



Фиг. 2

Фиг. 2. Характер взаимоотношения известняков и лавовых потоков. Правобережье р. Хырсадар. Зарисовка обнажения
1 — розовые известняки с аммонитами; 2 — темно-лиловые спилиты: а — верхи подстилающего известняки потока, б — низы перекрывающего

ными, реже зелеными спилитами, лавобрекчиями, гиалокластитами, содержащими прослой розовых известняков. Мощность этих образований оценивается в 1200—1500 м.

Представление о характере строения известняково-базальтового комплекса можно составить по приводимому ниже фрагменту верхов разреза, развитого на правобережье р. Хырсадар. Выше лиловых спилитов залегают следующие слои (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Светло-зеленые мелкообломочные кристалло-витролитические туфы базальтового состава	5,5
2. Лиловато-серые мелкокристаллические базальты, массивные, у подошвы раздробленные	3,5
3. Темно-лиловые подушечные спилиты. Подушки изометричные (0,5×0,5 м и менее) и овальные, как небольшие (0,3×0,7 м), так и очень крупные (0,7×2,0 и 2,5 м). Азимут падения 10°, ∠50—55°	17,0
4. Линза розового известняка с мелкими (до 2 см) аммонитами. Подошва с карманами и западинами, кровля ровная.	0,1—0,35
5. Темно-лиловые спилиты, в нижней части массивные с крупной блоковой отдельностью, в верхней появляются элементы нечетко выраженной подушечной отдельности	4,5
6. Темно-лиловые спилиты, сильно разрушенные с элементами подушечной отдельности	19,0
7. Серовато-лиловые мелко-среднекристаллические диабазы	26,0

Они перекрыты полимиктовым, плохо сортированным гравелитом (мощностью до 0,7 м) с обильной песчаной связующей массой, сцементированной белым среднекристаллическим кальцитом. По резкому контакту на гравелите залегает известняковая конглобрекция, не сортированная и не стратифицированная. Обломочные породы относятся к основанию конгломерато-туфового комплекса.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗВЕСТНЯКОВ

Розовые известняки в виде прослоев и линз встречаются на разных уровнях известняково-базальтового комплекса, но больше их отмечается в нижних и верхних его частях. Линзы карбонатных пород небольшой мощности от 0,3 до 1—1,5 м, редкие достигают 3—5 м. Они, как правило, заключены между лавовыми потоками. Если лавы обладают подушечной отдельностью, то карбонатное вещество выполняет межподушечные пространства и неровную кровлю потока (фиг. 2). Известняки формировались после отложения потока, что подчеркивается слоистостью, которая параллельна напластованию подушек и утыкается в края последних без нарушения¹.

Линзы различаются по составу и внутреннему строению. Одни (обычно небольшой мощности) — однородные, сложены розовым шламово-микритовым известняком, в котором неравномерно распределены раковины обычно мелких аммонитов и остатки иглокожих. Другие имеют сложное строение. Как правило, в основании их развит темно-розовый мергель (мощность варьирует от 0,3 до 0,5 м), обладающий тонкой горизонтальной слоистостью. Она обусловлена частым чередованием слоев чистых мергелей, обогащенных гидроокислами железа и слоев алевритистых разностей, обломочный материал в которых представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца. Выше мергелей залегает темно-розовый шламово-детритовый известняк (мощностью от 1 до 1,2 м) с незначительной примесью слюды и кварца мелкоалевритовой размерности. Известняк испещрен сутурными швами, которые придают породе тонкую слоеватость; на отдельных участках наблюдается микрокомковатая текстура, связанная со стилолитизацией (фиг. 3). Кровля линзы (мощностью от 0,1 до 0,3 м) сложена розовым шламово-детритовым известняком (фиг. 4) с многочисленными неравномерно развитыми в породе остатками иглокожих и аммонитов (размер последних варьирует от 2—4 до 15—16 см в диаметре); центральные части раковин выполнены среднекристаллическим кальцитом.

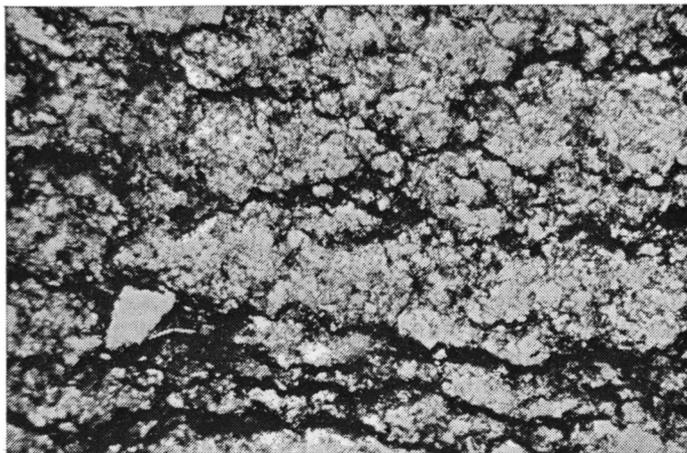
Наряду с карбонатными породами, содержащими примесь терригенного алеврита и глинистого материала, в известняково-базальтовом комплексе встречаются известняки с примесью шлаков и гиалокластики. Первые обычно ассоциируют с подушечными лавами (как алевритистые и глинистые разности), а вторые — с гиалокластитами.

Известняки с примесью шлаков — розовые тонкозернистые или шламовые микрозернистые, развиты в основании карбонатных линз и по мощности не превышают 15 см. Они содержат обломки алевритовой и песчаной размерности пузыристых и плотных лиловых гиалобазальтов, образовавшиеся в результате разрушения шлаковой корки кровли некоторых лавовых потоков. Шлаковые фрагменты, неравномерно рассеянные в карбонатном веществе, внешне придают породе облик известкового песчаника. Верхняя, большая по мощности часть линз, сложена розовым микрозернистым известняком, иногда содержащим мелкие раковины аммонитов, радиолярии, спиккулы губок, редкие неопределимые

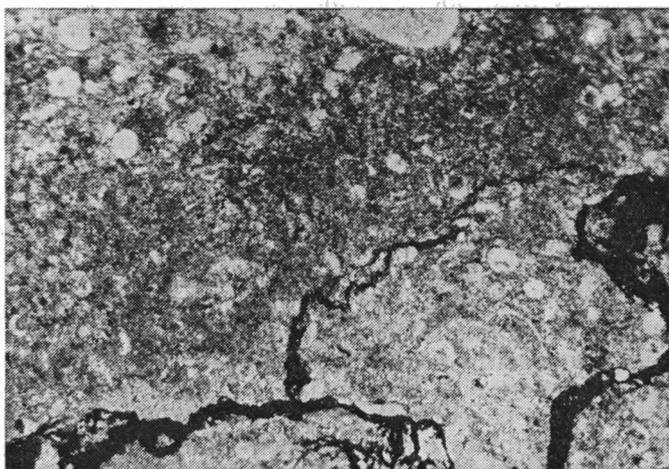
¹ В статье не рассматриваются перекристаллизованные, лишенные первичных седиментационных признаков известняки, развитые среди лавобрекчий.

планктонные водоросли. Известняки как массивные, так и тонко-горизонтально-слоистые. Почти во всех разновидностях пород развиты стилолиты, выполненные окислами железа.

Известняки с примесью гиадокластики наиболее широко развиты на юге рассматриваемой территории (верховья р. Сангев). Это розовые и



Фиг. 3. Микрокомковатость в микрозернистом шламовом известняке. Шлиф, без анализатора, $\times 25$



Фиг. 4. Шламово-детритовый известняк. Виден фрагмент стилолита, выполненного окислами железа. Шлиф, без анализатора, $\times 25$

желтоватые микрозернистые разности, иногда с органическим детритом, содержащие примесь тонкой базальтовой кластики, а вблизи контакта с гиадокластитами — и мелкие фрагменты пузыристых базальтов. Мощность известняков первые миллиметры, иногда 1,5—2 см. Они часто тонкослоисты, что обусловлено неравномерным распределением окислов железа.

По структуре известняки подразделяются на микрозернистые (0,007—0,01 мм, отдельные зерна достигают 0,014—0,016 мм) с органи-

генным детритом или без него (см. фиг. 3) и криптозернистые (0,002—0,004 мм, единичные зерна до 0,01 мм) с обильными органическими остатками (см. фиг. 4). Последние представлены своеобразными формами (аммониты, радиолярии, губки, изредка — планктонные водоросли); иногда встречаются переотложенные членики криноидей.

В нерастворимом остатке мергелей и известняков обнаружены зерна кварца алевритовой размерности, чешуйки мусковита, редкие плагиоклазы, иногда попадаются очень мелкие обломки зеленоватого базальтового стекла. Тяжелая фракция состоит из гематита, минералов из группы эпидота, циркона. Известняки с примесью вулканокластики (шлаки, гиалокласты) содержат обломки зеленоватых базальтовых стекол, мелких цеолитов; иногда встречается обломочный кварц; в тяжелой фракции характерны гематит и магнетит. Почти во всех типах известняков в нерастворимом остатке обнаружены зерна бурого, вероятно, железистого карбоната.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВО-БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА

Состав рассмотренных известняков и ассоциирующих с ними пород еще раз подтверждает неоднократно высказывавшуюся в литературе мысль о пелагической природе как «нодулярных», так и близких к ним по структуре известняков с цефалоподами. На территории Юго-Западного Дарваза известняки связаны с базальтами и их туфами, лавобрекчиями и гиалокластитам — типичными внутривассейновыми образованиями. Роль терригенной (аллохтонной) кластики в осадконакоплении ничтожна. Глинистый и алевритовый материал мог разноситься от источника на огромные расстояния поверхностными течениями. Именно на такой механизм транспортировки указывает смешение при седиментации терригенного материала с карбонатным гидрогенным компонентом.

Другой существенной причиной отсутствия терригенного осадконакопления может быть морфология бассейна. Излияния базальтов часто создают подводные возвышенности и хребты, влияющие на распределение обломочного материала: при этом песчаный и более грубый обломочный материал переносится в соседние депрессионные участки придонными течениями и гравитационными потоками разной плотности. На Юго-Западном Дарвазе развиты непрерывные разрезы намюрских песчано-глинистых отложений с прослоями гравелитов и конгломератов (терригенный комплекс) с признаками трубидной седиментации. Это свидетельствует о существовании расчлененной подводной топографии (Вознесенская, 1978).

Единодушного мнения о батиметрии образования пелагических известняков в литературе не существует: она оценивается от нескольких десятков метров до 3—4 км (Tucker, 1974; Jenkyns, 1974; Bandel, 1974; Bernoulli, 1972, и др.). Надежным критерием глубины осадконакопления являются бентосные организмы, которые в нашем случае почти отсутствуют, по крайней мере здесь нет обычного для мелководья бентосного комплекса беспозвоночных. Приуроченность известняков к подводным хребтам не показательна, так как последние могут располагаться на разных, подчас значительных глубинах. В такой ситуации приходится использовать комплексный подход, учитывающий стратиграфические и тектонические факторы, а также общую тенденцию развития региона во времени.

Частично с известняково-базальтовым комплексом одновозрастны серые мелководные известняки с обильными остатками брахиопод, мшанок, кораллов, фораминифер, водорослей и криноидей. В Калайхумбской подзоне коренных выходов этих пород нет, но они широко развиты в ви-

де обломков и глыб либо в песчано-глинистой толще, разновозрастной верхам известняково-базальтового комплекса, развитого на юге региона, либо в конгломератово-туфовых отложениях, перекрывающих известняково-базальтовый комплекс на севере. Преобладание нектонных и планктонных форм и микритовая структура известняков являются аргументами в пользу того, что карбонатонакопление происходило ниже зоны взмучивания, в области батиаля.

Обратимся к истории палеотектонического и палеогеографического развития региона. В турнейском (?) и визейском веках, вероятно, в результате рифтинга континентальной плиты оформился прогиб (Руженцев и др., 1977), в котором накапливались мощные толщи подушечных базальтов, отличающихся от последующих (намюрских) лучшей раскristаллизацией центральных частей подушек и отсутствием миндалекаменности. Эти особенности лав могут определяться главным образом более значительным давлением столба воды при их излиянии, препятствующем выходу газовой фазы, т. е. большей глубиной бассейна. С базальтами ассоциируют тонкообломочные кремнистые туффиты, аргиллиты и олигомиктовые обломочные породы (алевролиты, реже мелко-среднезернистые песчаники). Текстурно-структурные особенности последних свидетельствуют о том, что они отлагались турбидными потоками и придонными течениями. Относительно постоанний характер терригенной седиментации в течение визейского века указывает на стабильную обстановку осадконакопления, а большие мощности терригенно-базальтового комплекса (порядка 2 км) — на интенсивные нисходящие тектонические движения. Образование терригенно-базальтового комплекса происходило вблизи линии карбонатной компенсации, так как обломочные и глинистые породы часто известковисты.

В намюре нисходящие тектонические движения ослабевают в связи со становлением вулканической дуги. В начале формирования островодужных комплексов происходят излияния базальтов, сопровождающиеся карбонатонакоплением. Лавы слабо раскristаллизованы и пузыристы. Количество и размер миндалин обычно увеличивается от центра подушек к периферии. Рост островной дуги привел к изменению батиметрии бассейна. Излияния базальтов в намюре происходили на меньших глубинах, чем таковые в визейский век. Это было одной из причин, обусловивших указанные выше текстурно-структурные особенности лав. Формирование известняково-базальтового комплекса происходило выше уровня карбонатной компенсации.

По-видимому, этот уровень в раннем карбоне в Калайхумбском бассейне располагался значительно выше, чем в современных океанах. Это могло быть обусловлено как глобальными причинами, так и местными: интенсивной подводной вулканической деятельностью. Уровень карбонатной компенсации в океанах менялся в ходе их геологической истории. Наибольшая его глубина характерна для современности; она колеблется от 3 до 5,5 км. В мезозое критическая глубина карбонатонакопления была на 1000—1500 м выше, чем в конце кайнозоя и ныне (Лисицын, 1978). Изучение фациальных условий карбонато- и кремненакопления в палеозойских геосинклинальных бассейнах и сравнение их с океанскими приводят к выводу о том, что и в палеозое уровень карбонатной компенсации располагался на меньших глубинах, чем сейчас (Хворова, 1976).

Можно приблизительно оценить скорость карбонатонакопления в Калайхумбском бассейне, исходя из суммарной мощности известняков в разрезе известняково-базальтового комплекса и времени его формирования. Излияния базальтов в масштабе геологического времени мгновенны, и поэтому время образования всего комплекса можно считать по существу временем карбонатонакопления. Его скорость составляла более 3 мм за 1000 лет (без учета постседиментационного растворения

и образования стилолитовых швов). Она близка к значению скорости, установленной для позднеюрских известняков, обнаруженных при бурении на западе Северной Атлантики (Bernoulli, 1972), которые также формировались на вулканическом основании. Относительно большими скоростями осадкообразования можно объяснить отсутствие в рассматриваемых известняках нодулярности — одной из характерных черт типичных фацй «Ammonitico rosso».

Формирование известняков происходило на подводных поднятиях, создаваемых излияниями базальтов. Эти подводные сооружения располагались ниже зоны взмучивания и никогда не опускались ниже уровня карбонатной компенсации. Так как установить глубину последней сейчас невозможно, то нельзя точно определить и батиметрию. Однако, очевидно, что большие глубины следует исключить. Скорее всего, формирование известняково-базальтового комплекса происходило на уровне верхней части батиали.

Известны две геологические ситуации, в которых происходит накопление пелагических карбонатных илов с малыми скоростями (Tucker, 1974). 1. Это территории с относительно спокойным тектоническим режимом; известняки формируются на затопленных платформах и шельфе при незначительном поступлении терригенного материала. Как видно из вышеизложенного, эта ситуация к нашему материалу неприменима. 2. Районы тектонически активные с развитием трогов и хребтов; карбонатонакопление приурочено к подводным возвышенностям разного генезиса (в том числе и создаваемых вулканической деятельностью), при этом возможно накопление терригенных осадков в смежных депрессионных участках. Для этого случая аналогию в современности М. Е. Туккер (Tucker, 1974) видит в окраинных морях Тихого океана. Сходная с этой ситуацией картина была свойственна Калайхумбскому бассейну на одной из ранних стадий его развития.

В последние годы некоторые исследователи (Руженцев и др., 1977) рассматривают палеобассейн Юго-Западного Дарваза как краевое море, ограниченное с юго-востока континентальной массой (Курговатская зона), а с северо-запада — островной дугой. В раннем карбоне эта территория характеризовалась напряженной тектонической активностью и интенсивной вулканической деятельностью, в результате чего создавалась сложная и меняющаяся во времени и пространстве морфология бассейна. Все это в конечном счете привело к формированию разнообразных вулканогенно-осадочных комплексов, находящихся в сложных фациальных взаимоотношениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов В. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961.
Вознесенская Т. А. Генетические типы отложений подводной каньонно-верной системы (карбон Юго-Западного Дарваза). — Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
Руженцев С. В. Стратиграфия вулканических и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4.
Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
Хворова И. В. Эвгеосинклиналиное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции. — В кн.: Стратиграфия и седиментология (доклады сов. геологов, Междунар. геол. конгресс, XXV сесс.), 1976.
Хворова И. В., Григорьев В. Н. Возможный гомолог известняков типа «Ammonitico rosso» в силуре Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3.

- Bandel K.* Deep-water limestones from the Devonian — Carboniferous of the Carnic Alps, Austria.— In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. Spec. Pubs int. Ass. Sediment, 1, 1974.
- Bernoulli D.* North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XI. Washington (U. S. Government Printing Office), 1972.
- Hallam A.* Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region.— Scottish J. Geol., 1967, v. 3, ot. 2.
- Jenkyns H. C.* Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollen Kalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model.— In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.— Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment., 1974, v. 1.
- Tucker M. E.* Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany).— In: Pelagic Sediments: on Land and under the Sea.— Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment. 1974, v. 1.

Геологический институт
АН СССР,
Москва

Дата поступления:
15.VIII.1977

УДК 552.14 : 552.54 : 553.982

**О ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ
И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ
В НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

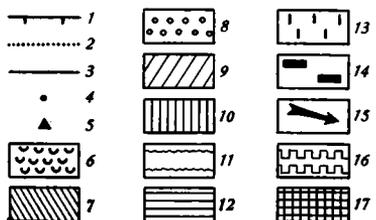
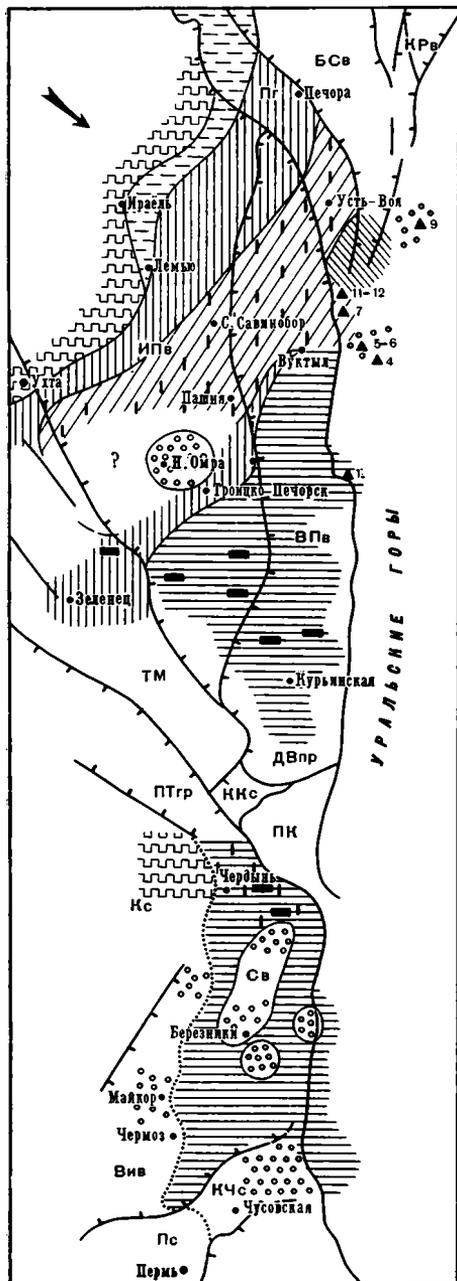
ПОЛОНСКАЯ Б. Я., РОЗОНОВА Е. Д., АНДРИАНОВА А. Г.

Рассмотрены и графически иллюстрированы общие закономерности условий образования фамен-турнейской нефтеносной карбонатной толщи Соликамской и Верхнепечорской впадин. Установлено влияние как фациальных особенностей, так и постседиментационных изменений на перемещение и перераспределение органического вещества. Выявлены районы и толщи, наиболее перспективные для накопления нефтяных битумов.

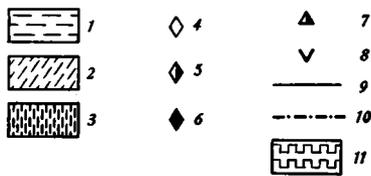
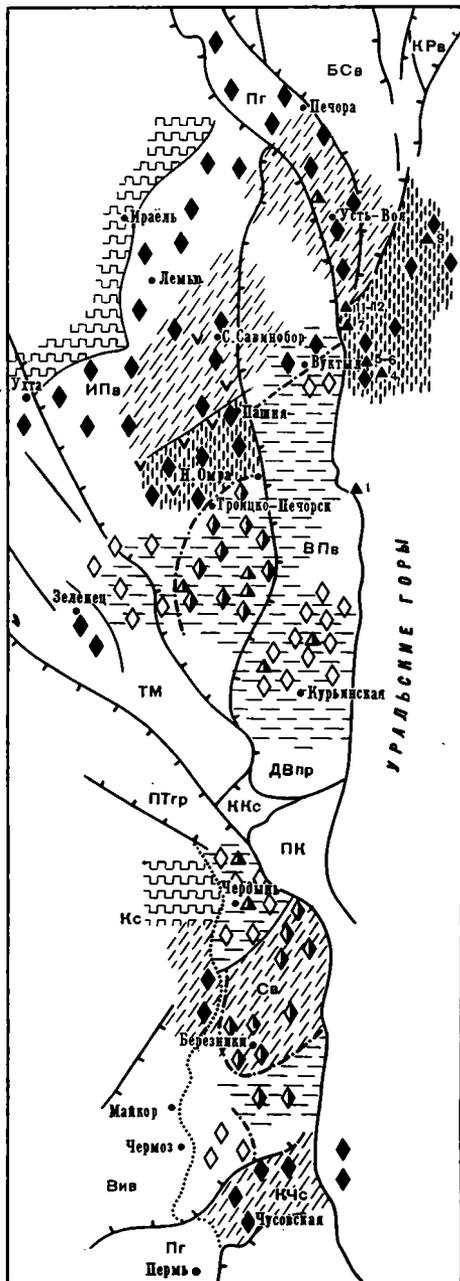
Исследовалась фамен-турнейская нефтеносная карбонатная толща Соликамской (*Св*) и Верхнепечорской (*ВПв*) впадин с прилегающими районами Ижма-Печорской впадины (*ИПв*), Печорской гряды (*Пг*) и Тимана (*ТМ*). В турнейской части этой толщи выделяются лихвинский и чернышинский подъярусы. Граница между фаменским ярусом девона и турнейским ярусом карбона принята нами в соответствии с унифицированной схемой 1965 г., т. е. в основании заволжского горизонта лихвинского подъяруса *Св*, которому в разрезах *ВПв*, *ИПв* и *ТМ* примерно соответствует джеболская свита (Дуркина, 1959).

При исследовании карбонатных пород применялась комплексная методика минералого-петрографического изучения вторичных изменений (Максимова и др., 1976), которая позволила установить последовательность образования различных минеральных структур в осадках и породах и тем самым выявить первичные литофациальные особенности отложений. Впервые были составлены схематические карты литофаций региона по преимущественному распространению пород седиментационного происхождения, а также схемы распространения постседиментационных процессов, в которых отражена интенсивность перекристаллизации, доломитизации и отчасти окремнения и сульфатизации в диа- и катагенезе.

Для составления схематических карт литофаций кроме наших материалов были использованы данные А. Ц. Дуркиной и Н. В. Кузнецова (1964), И. С. Муравьева (1968), Т. И. Кушнаревой (1977). В фаменское время (фиг. 1) на исследованной территории преобладал мелководный морской бассейн, в пределах которого прослеживается несколько фациальных зон. Центральную часть *ВПв*, юго-восточную часть *ИПв* и большую часть *Св* занимала зона темноцветных обогащенных *ОВ* кремнисто-глинисто-известковых отложений, представленных известняками и мергелями, чередующимися с известковистыми аргиллитами. Известняки обычно микрозернистые с примесью глинистого и терригенного материала и разнообразным органогенным детритом: остракоды, брахиоподы, криноидеи, трубчатые водоросли, фораминиферы, обрывки растительной ткани, споры.



Фиг. 1



Фиг. 2

В мергелях и аргиллитах встречаются также и фосфатные обломки. Породы этой зоны в значительной степени пигментированы ОВ, содержат нитевидные прожилки его, пятна и микропрослои, оконтуривающие органические остатки и песчано-алевритовые обломки. С ОВ ассоциируются крупные скопления глобулей пирита, которые встречаются как в основной массе породы, так и на органических остатках.

Зону кремнисто-глинисто-известковых отложений обрамляет зона преимущественно микрозернистых известняков с редким детритом, с большим или меньшим количеством глинистых прослоев, которая протягивается от *Пг* через *ИПв* на *ТМ*. При этом в северо-западном направлении в *ВПв* и *Пг* постепенно возрастает роль глинистых пород, вплоть до полного замещения ими известняков, а также увеличивается примесь песчано-алевритового материала и появляются многочисленные прослои терригенных пород. Комплекс глинистых минералов, по данным дифрактометрии, достаточно постоянен: в него входят гидрослюды, смешанослойные минералы и каолинит; кроме того, всегда присутствуют минералы группы хлорита. Следует отметить, что при повсеместном преобладании гидрослюды, по данным электронно-микроскопического анализа, относительное содержание каолинита и хлоритов возрастает по региону в северо-западном направлении, т. е. от *Св* к *ВПв* и в особенности в *ИПв*. Электронно-микроскопические исследования аргиллитов кроме количественного состава выявили также морфологические особенности глинистых минералов. Гидрослюда имеет в основном форму мелких изометрических пластинок или чешуек. Крупные частицы гидрослюды пластинчатой формы с четкими очертаниями наблюдаются весьма редко. Четкие гексагональные пластинки каолинита отсутствуют, преобладают видоизмененные со сглаженными контурами и неправильной формы частицы разного размера. Среди смешанослойных образований можно отметить тонкочешуйчатые хлопья с неоднородным наслоением, которые могут быть отнесены к переходному типу каолинит—гидрослюда.

К северо-востоку от *ВПв* — в самой южной части *Пг* — известняки становятся слабоглинистыми. Здесь преобладают микрозернистые разновидности с обильным детритом, с прослоями полидетритовых известняков. Среди органических остатков в основном встречаются обломки трубчатых водорослей и раковинки фораминифер, а также обломки скелетов иглокожих, брахиопод, кораллов, остракод и др.

По западному склону Урала (р. Подчерем) прослеживаются микрозернистые известняки с массовыми сферами. Отдельные участки таких

Фиг. 1. Схематическая карта литофаций фаменского яруса

1—3 — границы; 1 — структурных элементов, 2 — бортовой зоны Камско-Кинельской системы прогибов, 3 — литофациальных зон; 4 — разведочные площадки; 5 — обнажения; 6—10 — известняки: 6 — водорослевые и полидетритово-водорослевые, 7—10 — микрозернистые (7 — с обильным детритом, с прослоями полидетритовых, 8 — с массовыми сферами, 9 — с редким детритом, 10 — с глинистой и песчаной примесью, с прослоями глинистых пород); 11 — глинистые и алеврито-глинистые породы с подчиненными прослоями известняков; 12 — кремнисто-глинисто-известковые породы, обогащенные ОВ; 13 — глинистая примесь и тонкие глинистые прослойки в известняках; 14 — прослой кремнистых пород; 15 — направление сноса терригенного материала; 16, 17 — отложения отсутствуют; 16 — частично, 17 — полностью; буквы на карте: *Пс* — Пермский свод; *Кс* — Камский свод; *КЧс* — Косьюинско-Чусовская седловина; *Вив* — Висимская впадина; *Св* — Соликамская впадина; *Пк* — Полюдов кряж; *ККс* — Ксенофоновско-Колвинская седловина; *ПТер* — Притиманский грабен; *ДВпр* — Джебельско-Вишерский прогиб; *ВПв* — Верхнепечорская впадина; *ИПв* — Ижма-Печорская впадина; *Пг* — Печорская гряда; *БСв* — Большесынинская впадина; *КРв* — Косью-Роговская впадина; *ТМ* — Тиман

Фиг. 2. Схематическая карта интенсивности постседиментационных процессов в отложениях фаменского яруса

1—3 — степень перекристаллизации: 1 — слабая, 2 — умеренная, 3 — сильная; 4—6 — степень доломитизации: 4 — слабая, 5 — умеренная, 6 — сильная; 7 — окремнение; 8 — сульфатизация; 9, 10 — границы зон: 9 — перекристаллизации, 10 — доломитизации; 11 — отложения частично отсутствуют

известняков встречены в пределах *ИПв* и *Св*. В последней наблюдаются водорослевые, в том числе полифитные известняки.

В отложениях *фаменского яруса* (фиг. 2) в северной части исследованного региона особенно интенсивно развиты процессы доломитизации слабоглинистых микрозернистых известняков. Здесь же отмечается и сульфатизация. В местах распространения известняков с массовыми сферами и полидетритовых известняков перекристаллизация наиболее сильна. Ослабление перекристаллизации до умеренной степени на *Пг* и в северо-западном обрамлении *ВПв* обуславливается сменой сферовых разностей известняков микрозернистыми известняками с редким детритом с примесью глинистого материала. Как известно (Калед, 1955), обилие последнего препятствует постседиментационным процессам. Поэтому в центральном районе *ВПв* и в северной части *Св* в микрозернистых известняках с редким детритом, глинистых и обогащенных *ОВ*, процессы перекристаллизации и доломитизации несколько ослаблены, здесь же отмечается умеренное вторичное перераспределение кремнезема. В южной части *ИПв* и в центральном районе *Св* доломитизация усиливается до умеренной степени, а на *ТМ* — до сильной. В этих районах часто проявлялась и сульфатизация, а местами также и окремнение. Вероятно, такое усиление процессов обуславливалось тектоническими подвижками и в связи с этим подтоком растворов, обогащенных *Mg* и сульфатами.

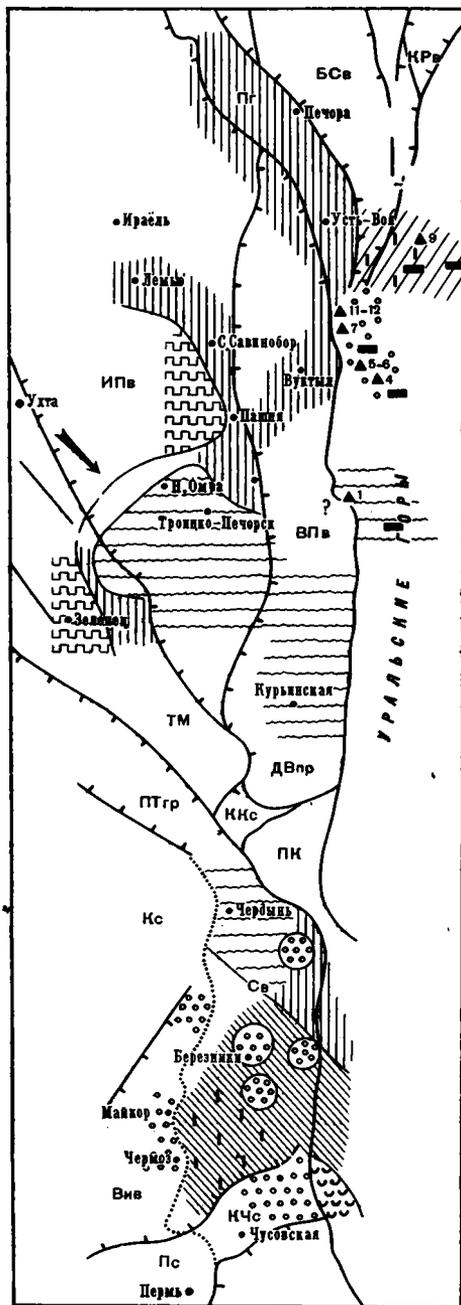
В *лихвинское время* (фиг. 3) происходило дальнейшее обмеление мелководного морского бассейна в пределах южных частей *ВПв* и *ИПв*. Темноцветные кремнисто-глинисто-известковые осадки сменились темноцветными, обогащенными *ОВ* и растительным детритом глинистыми и алевролитоглинистыми с подчиненными прослоями песчаников, известняков и мергелей (джеболская толща). Для этих отложений характерно обилие FeS_2 , рассеянного в виде стростков, лепешек и псевдоморфоз по органогенным остаткам, и минералов группы сидерита, чаще образующих желваки и прослой. Следует отметить, что в *ИПв* (особенно в Джеболе и прилегающих районах) увеличивается количество алевролитопесчаных прослоев, а в разрезах западного склона Урала в глинистой толще встречены прослой силицитов и спонголитов. В известняках джеболской толщи присутствует богатый комплекс органогенных остатков, которые представлены брахиоподами, фораминиферами, иглокожими, остракодами, кораллами, трубчатыми водорослями, гирванеллами и лишь изредка — спикулами кремневых губок и обломками раковинок радиолярий и птеропод.

В северной части *ВПв* и на востоке *ИПв*, на *Пг* и *ТМ* распространены преимущественно микрозернистые известняки с редкими органогенными остатками, с примесью глинистого, алевролитового и песчаного материала, вплоть до прослоев и пачек глинистых и алевролитоглинистых пород. В направлении к западному склону Урала глинистая примесь делается менее значительной.

Что касается центральной и южной частей *Св*, здесь среди микрозернистых слабоглинистых известняков с обильными и разнообразными органогенными остатками (фораминиферы, трубчатые водоросли, иглокожие, брахиоподы, остракоды, кораллы и др.) встречены участки микрозернистых известняков с массовыми сферами.

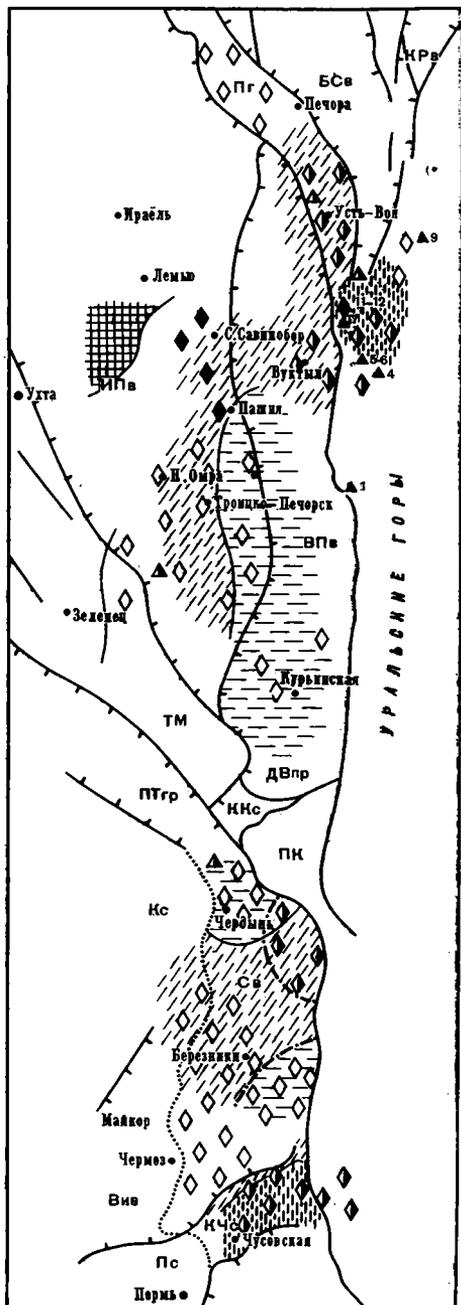
В отложениях *лихвинского подъяруса* (фиг. 4) происходило общее ослабление постседиментационных процессов, что, вероятно, связано с большим распространением глинистых пород и известняков со значительной примесью глинистого материала. Доломитизация весьма интенсивна только на западном обрамлении *ВПв*, а перекристаллизация — в бассейне р. Подчерем (западный склон Урала), где появляется и незначительное окремнение.

В *чернышинское время* (фиг. 5) зона распространения глинистых пород сократилась как за счет большего распространения известняков.



Фиг. 3

Фиг. 3. Схематическая карта литофаций лихвинского подъяруса турнейского яруса. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 4

Фиг. 4. Схематическая карта интенсивности постседиментационных процессов в отложениях лихвинского подъяруса турнейского яруса. Условные обозначения см. на фиг. 2

так и за счет приближения источников сноса. Эта зона прослеживается только в южных частях *ИПв* и *ВПв*. В центральной части *ВПв* и в северной части *Св* распространены микрозернистые известняки с глинистой и алеврито-песчаной примесью, с прослоями и пачками глинистых и песчано-алевролитовых пород. На *Пг* эти отложения сменяются микрозернистыми глинистыми известняками с редким детритом. Такие же известняки наблюдаются на западном обрамлении *ВПв* и в северной части *Св*. В направлении западного склона Урала эти породы переходят в микрозернистые известняки с обильным детритом (с прослоями полидетритовых известняков), которые распространены также в центральной и южной частях *Св*, сменяясь в восточном направлении водорослевыми и полидетритово-водорослевыми разностями.

Комплекс глинистых минералов в отложениях турнейского яруса в целом идентичен комплексу минералов фаменского яруса: гидрослюда, смешанослойные минералы, каолинит и минералы группы хлорита. При этом характерно преобладание каолинита в северной части региона.

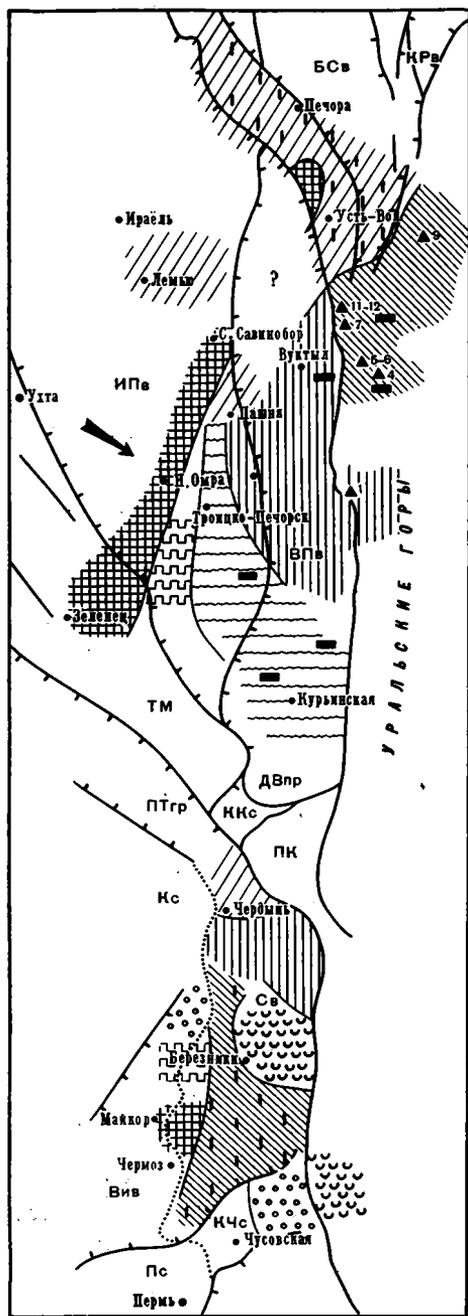
В отложениях *чернышинского подъяруса* (фиг. 6) на западном обрамлении *ВПв* в прослоях слабоглинистых микрозернистых известняков прослеживается наиболее сильная доломитизация, вплоть до полного замещения доломитов. При этом можно отметить, что с появлением в известняках значительной примеси терригенного материала доломитизация, как правило, ослабевает. Интенсивность перекристаллизации возрастает в направлении западного склона Урала, что обусловлено присутствием известняков водорослевых, полидетритовых и микрозернистых с обильным детритом. Для этой зоны характерно и вторичное окремнение.

Таким образом, степень мелководности морского бассейна во время накопления названной толщи в разных районах была неодинаковой. Примером может служить значительное обогащение отложений *ВПв* и прилегающих районов глинистым и алеврито-песчаным материалом, вплоть до появления на фоне общего преобладания известняков, многочисленных прослоев и пачек, а местами толщ переслаивания аргиллитов с алевролитами и песчаниками.

Следует отметить, что высокое содержание во всех породах примеси слюдисто-кварцевого песчано-алевритового материала, обилие каолинита в составе глинистых минералов и постоянное присутствие хлоритов свидетельствуют о том, что источники сноса терригенного материала во время отложения фамен-турнейской карбонатной толщи находились в пределах северо-запада *ИПв* и *ТМ*.

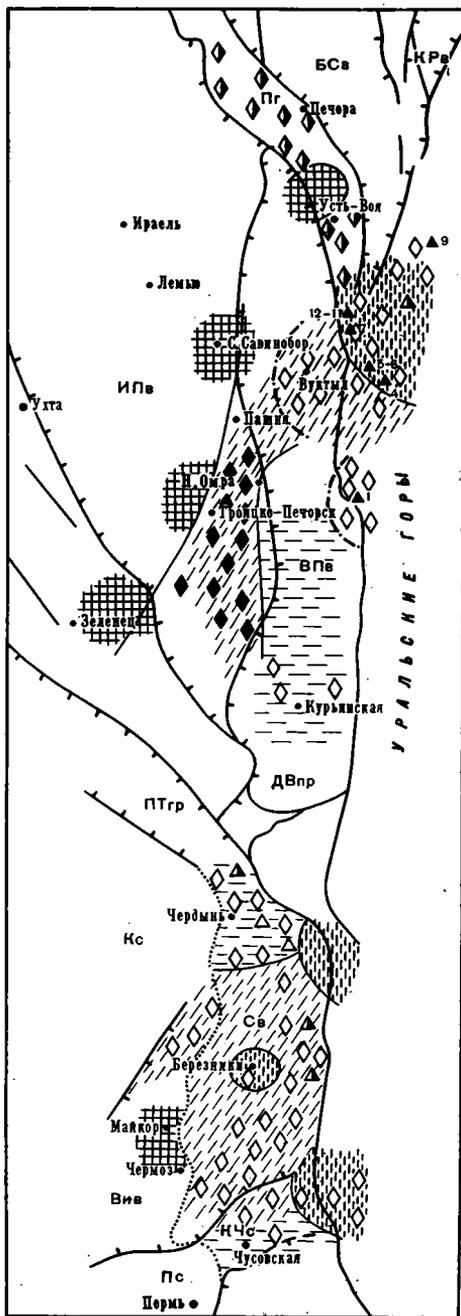
Морфологические особенности глинистых минералов также подтверждают, что *ВПв* и юго-западная часть *ИПв* являются районами, наиболее приближенными к источникам сноса, так как здесь больше зерен каолинита, по форме близких к шестигранникам, хотя и со сглаженными углами, и меньше смешанослойных образований типа каолинит — гидрослюда. При этом наряду с постепенным перемещением в турнейское время береговой линии в восточном направлении новая трансгрессия со стороны западного склона Урала вызывала территориальное сокращение глинистых и песчано-алевролитовых осадков и смену в западном направлении разнообразных детритовых известняков микрозернистыми.

Сопоставление двух типов карт, описанных ранее, позволило выявить общие закономерности условий образования карбонатной толщи и установить влияние как литофациальных особенностей, так и постседиментационных преобразований на перемещение и перераспределение ОВ, т. е. на его первичную миграцию. Как известно, первичные формы залегания ОВ обычно связаны с литофациальными особенностями отложений, а на его перемещение основное влияние оказывают минеральные структуры, возникающие при постседиментационных процессах (Полонская и др., 1974). В исследованной толще первичные формы распределения ОВ достаточно разнообразны. Чаще всего оно обогащает в тонкодисперсном



Фиг. 5

Фиг. 5. Схематическая карта литофаций чернышинского подъяруса турнейского яруса. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 6

Фиг. 6. Схематическая карта интенсивности постседиментационных процессов в отложениях чернышинского подъяруса турнейского яруса. Условные обозначения см. на фиг. 2

состоянии основную массу темноцветных микрозернистых известняков, мергелей и ариллитов, окрашивая ее в желтоватые, оранжевые, буровато-коричневые, вплоть до черных, тона (в зависимости от интенсивности обогащения). Под влиянием таких постседиментационных процессов, как доломитизация, перекристаллизация и отчасти сульфатизация, интенсивность которых зависит от первичных литофациальных особенностей и циркуляции растворов с соответствующими ионами, формировались скопления ОВ во вторичном залегании. При этом подвижные компоненты битума, перемещаясь и перераспределяясь, обычно скапливались в межзерновых порах доломитовых пятен, доломитов и перекристаллизованных участков кальцита в виде микросгустков, тонких прерывистых прослоек, линзочек и т. п., приспосабливаясь, таким образом, к минеральной структуре, возникшим в результате вторичных изменений в течение диа- и катагенеза (Максимова и др., 1978). Следует учесть, что в *ВПв* и прилегающих к ней районах постседиментационные процессы, в особенности доломитизация, были интенсивнее, чем в *Св*, и это привело к широкому развитию вторичной межзерновой пористости в практически непроницаемых пелитоморфных и микрозернистых известняках, где малые размеры первичных пор не создавали проводящих путей для миграции и накопления ОВ.

Поэтому, по нашим данным, наиболее перспективными для накопления нефтяных битумов являются именно районы *ВПв* (в особенности севернее Вуктыла) и юго-восточных частей *ИПв* и *Пг*. В какой-то степени не исключается в этом плане и север *Св*. При этом для скопления нефти перспективными могут быть вторично-комковатые и сферово-узурчатые известняки, участками перекристаллизованные или пятнами доломитизированные (в том числе и псевдобрекчии доломитизации — Максимова и др., 1976), и доломиты замещения, особенно кавернозные, трещиноватые с сутуро-стилолитовыми поверхностями. С такими породами действительно связан целый ряд месторождений, например Западный Тэбук, Пашня, Северный Савинобор, Гежское и т. д.

Перспективность карбонатных отложений в направлении к западному склону Урала как в *Св*, так и в *ВПв* резко снижена, поскольку здесь постседиментационные процессы были настолько интенсивны, что привели к формированию глубокого преобразованных, нацело перекристаллизованных известняков и доломитов перекристаллизации. Эти породы чрезвычайно сильно уплотнены и в результате лишены не только первичной, но и вторичной пористости, что привело к вытеснению ОВ за пределы толщи.

Что касается темноцветных отложений так называемого доманикового типа, представленных чередованием известняков и глинистых пород с песчано-алевролитовыми и доломитами, т. е. джеболской толщи, широко развитой в южных частях *ИПв* и *ВПв* (Джебол, Рассоха и др.), то они отличаются от типичного доманика по целому ряду признаков. Эта толща, в частности, слабее окремнена, содержит в своем составе разнообразные органогенные остатки (см. выше) и значительную примесь глинистого и терригенного материала. Накопление осадков происходило в восстановительной и слабовосстановительной обстановках, о чем свидетельствуют обилие в ней FeS_2 и в меньшей степени сидерита в различных морфологических формах.

Переслаивание практически непроницаемых ариллитов, мергелей и глинистых известняков с пористыми известково-доломитовыми и песчано-алевролитовыми разностями говорит о возможности битумо- и нефтенакпления в пределах самой толщи, т. е. она не только является нефтепроизводящей, но может быть и нефтематеринской в классическом понимании И. М. Губкина (1932).

Таким образом, детальное изучение литофациальных особенностей и постседиментационных изменений фамен-турнейской толщи *ВПв* и *Св*

еще раз подтвердило, что намеченная нами ранее (Полонская и др., 1974, 1975) по другим территориям зависимость первичной миграции подвижных компонентов ОБ от этих факторов четко прослеживается и в исследованном регионе и, значит, существует еще один критерий для поисков отложений, благоприятных для битумо- и нефтеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Губкин И. М.* Учение о нефти. М., ОНТИ, 1932.
- Дуркина А. В.* Граница девона и карбона Среднего и Южного Урала.— В кн.: Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Дуркина А. В., Кузнецова Н. В.* Нижний карбон Верхне-Печорского района и его нефтеносность.— В кн.: Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР, вып. 1. М., «Недра», 1964.
- Каледа Г. А.* К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 2. Львов, Изд-во ЛГУ, 1955.
- Кушнарёва Т. И.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М., «Недра», 1977.
- Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розонова Е. Д.* Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М., «Наука», 1976.
- Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Влияние постседиментационных процессов на образование вторичной пористости в карбонатных отложениях. М., «Наука», 1978.
- Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань, Изд-во КГУ, 1968.
- Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Перемещение органического вещества в карбонатных отложениях.— Геол. нефти и газа, 1974, № 2.
- Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М., «Наука», 1975.

ИГиРГИ,
Москва

Дата поступления
16.IV.1979

состоянии основную массу темноцветных микрозернистых известняков, мергелей и аргиллитов, окрашивая ее в желтоватые, оранжевые, буровато-коричневые, вплоть до черных, тона (в зависимости от интенсивности обогащения). Под влиянием таких постседиментационных процессов, как доломитизация, перекристаллизация и отчасти сульфатизация, интенсивность которых зависит от первичных литофациальных особенностей и циркуляции растворов с соответствующими ионами, формировались скопления ОВ во вторичном залегании. При этом подвижные компоненты битума, перемещаясь и перераспределяясь, обычно скапливались в межзерновых порах доломитовых пятен, доломитов и перекристаллизованных участков кальцита в виде микросгустков, тонких прерывистых прослоек, линзочек и т. п., приспосабливаясь, таким образом, к минеральной структуре, возникшим в результате вторичных изменений в течение диа- и катагенеза (Максимова и др., 1978). Следует учесть, что в *ВПв* и прилегающих к ней районах постседиментационные процессы, в особенности доломитизация, были интенсивнее, чем в *Св*, и это привело к широкому развитию вторичной межзерновой пористости в практически непроницаемых пелитоморфных и микрозернистых известняках, где малые размеры первичных пор не создавали проводящих путей для миграции и накопления ОВ.

Поэтому, по нашим данным, наиболее перспективными для накопления нефтяных битумов являются именно районы *ВПв* (в особенности севернее Вуктыла) и юго-восточных частей *ИПв* и *Пг*. В какой-то степени не исключается в этом плане и север *Св*. При этом для скопления нефти перспективными могут быть вторично-комковатые и сферово-узорчатые известняки, участками перекристаллизованные или пятнами доломитизированные (в том числе и псевдобрекчии доломитизации — Максимова и др., 1976), и доломиты замещения, особенно кавернозные, трещиноватые с сутуро-стилолитовыми поверхностями. С такими породами действительно связан целый ряд месторождений, например Западный Тэбук, Пашня, Северный Савинобор, Гежское и т. д.

Перспективность карбонатных отложений в направлении к западному склону Урала как в *Св*, так и в *ВПв* резко снижена, поскольку здесь постседиментационные процессы были настолько интенсивны, что привели к формированию глубокого преобразованных, нацело перекристаллизованных известняков и доломитов перекристаллизации. Эти породы чрезвычайно сильно уплотнены и в результате лишены не только первичной, но и вторичной пористости, что привело к вытеснению ОВ за пределы толщи.

Что касается темноцветных отложений так называемого доманикового типа, представленных чередованием известняков и глинистых пород с песчано-алевролитовыми и доломитами, т. е. джеболской толщи, широко развитой в южных частях *ИПв* и *ВПв* (Джебол, Рассоха и др.), то они отличаются от типичного доманика по целому ряду признаков. Эта толща, в частности, слабее окремнена, содержит в своем составе разнообразные органогенные остатки (см. выше) и значительную примесь глинистого и терригенного материала. Накопление осадков происходило в восстановительной и слабевосстановительной обстановках, о чем свидетельствуют обилие в ней FeS_2 и в меньшей степени сидерита в различных морфологических формах.

Переслаивание практически непроницаемых аргиллитов, мергелей и глинистых известняков с пористыми известково-доломитовыми и песчано-алевролитовыми разностями говорит о возможности битумо- и нефтенакпления в пределах самой толщи, т. е. она не только является нефтепроизводящей, но может быть и нефтематеринской в классическом понимании И. М. Губкина (1932).

Таким образом, детальное изучение литофациальных особенностей и постседиментационных изменений фамен-турнейской толщи *ВПв* и *Св*

еще раз подтвердило, что намеченная нами ранее (Полонская и др., 1974, 1975) по другим территориям зависимость первичной миграции подвижных компонентов ОБ от этих факторов четко прослеживается и в исследованном регионе и, значит, существует еще один критерий для поисков отложений, благоприятных для битумо- и нефтеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Губкин И. М.* Учение о нефти. М., ОНТИ, 1932.
- Дуркина А. В.* Граница девона и карбона Среднего и Южного Урала.— В кн.: Стратиграфия нижней части нижнего карбона Волго-Уральской области Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Дуркина А. В., Кузнецова Н. В.* Нижний карбон Верхне-Печорского района и его нефтеносность.— В кн.: Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР, вып. 1. М., «Недра», 1964.
- Каледа Г. А.* К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 2. Львов, Изд-во ЛГУ, 1955.
- Кушнарёва Т. И.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М., «Недра», 1977.
- Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розонова Е. Д.* Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М., «Наука», 1976.
- Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Влияние постседиментационных процессов на образование вторичной пористости в карбонатных отложениях. М., «Наука», 1978.
- Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань, Изд-во КГУ, 1968.
- Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Перемещение органического вещества в карбонатных отложениях.— Геол. нефти и газа, 1974, № 2.
- Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г.* Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М., «Наука», 1975.

ИГиРГИ,
Москва

Дата поступления
16.IV.1979

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.141 : 553.492.1

**КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ТАЛЬК-ХЛОРИТОВЫХ ПОРОД
СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО БОКСИТОНОСНОГО РАЙОНА**

В. М. СОРОКИН, С. А. МЕЛКУМЯН

Северо-Онежский бокситоносный район (СОБР) расположен на стыке двух крупных структур: восточного склона Балтийского щита и Московской синеклизы. Кристаллические породы среднего протерозоя Балтийского щита в пределах описываемого района слагают возвышенность Ветренный пояс. Большинство исследователей СОБР полагают, что исходным материалом для образования бокситовых залежей, расположенных во впадинах у подножия склонов Ветреного пояса, явились в основном переотложенные продукты коры выветривания вулканитов: метатипикритов, метадиабазов и их рассланцованных разновидностей — хлорит-амфиболовых сланцев и амфиболитов (Кальберг и др., 1971).

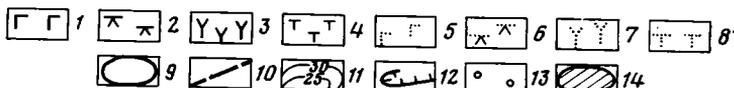
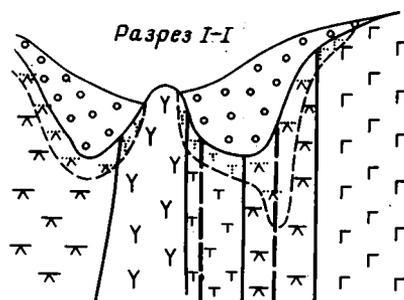
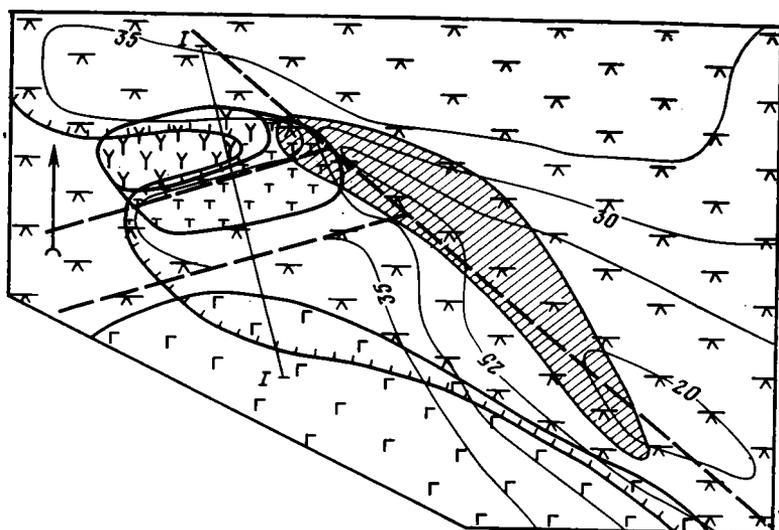
Полученные в последнее время данные позволяют говорить о том, что источником материала могла служить и кора выветривания тальк-хлоритовых пород. В настоящее время эти породы вскрыты и изучены в западной части одной из залежей бокситов. Массив тальк-хлоритовых пород залегает на контакте небольшой интрузии серпентинизированных перидотитов размером около 150×350 м в окружении хлорит-амфиболовых сланцев (фиг. 1). Тальк-хлоритовая порода (тальковый камень) имеет глинистую кору выветривания, которая с четким несогласием перекрывается осадочными бокситоносными отложениями тульско-алексинского горизонта нижнего карбона.

Химические анализы пород (табл. 1) из различных зон коры выветривания показывают значительный вынос CaO , MgO , SiO_2 и накопление Al_2O_3 , Fe_2O_3 .

Описание геологического разреза тальк-хлоритовых пород (снизу вверх):

1. Неизменная тальк-хлоритовая порода (глубина от 57,0 до 41,8 м), зеленовато-серая, плотная, массивной текстуры. Легко растирается в тонкий «жирный» светло-серый порошок. Наблюдаются тонкие тектонические трещины, выполненные мелкими кристаллами пирита и магнетита. Структура породы бластопорфировая, на что указывают псевдоморфозы тонкочешуйчатого агрегата талька по реликтовым зернам оливина размером 0,2—0,8 мм и лепидобластовая структура основной массы, сложенной лаборатораскристаллизованным хлоритом.

На кривой нагревания обр. 44 (фиг. 2) неизменной породы тальк фиксируется по плавному эндотермическому пику при 980°C , хлорит же — наличием двух эндотермических и одного экзотермического эффекта при температурах соответственно около 650, 800 и 850°C .



Фиг. 1. План и разрез участка проявления талькового камня

1 — метапикрит; 2 — хлорит-амфиболовый сланец; 3 — серпентинит; 4 — тальк-хлоритовая порода; 5—8 — коры выветривания по: 5 — метапикриту, 6 — хлорит-амфиболовому сланцу, 7 — серпентиниту, 8 — тальк-хлоритовой породе; 9 — литологические границы; 10 — тектонические нарушения; 11 — изогипсы фундамента; 12 — контур распространения бокситовых пород; 13 — бокситовые породы; 14 — контур повышенного содержания SiO_2 ($\geq 1\%$) в бокситовых породах

Кроме талька и хлорита в породе присутствуют амфибол, доломит, кальцит, магнетит, пирит и хромит. Количественные соотношения минералов в породе, %: тальк—40—60, хлорит — до 30, амфибол — до 20, рудные минералы и карбонаты — до 10. Контакт с вышележащей корой выветривания, постепенный, через маломощную (до 20 см) зону слабо измененной буровато-серой гетит-тальк-хлоритовой породы.

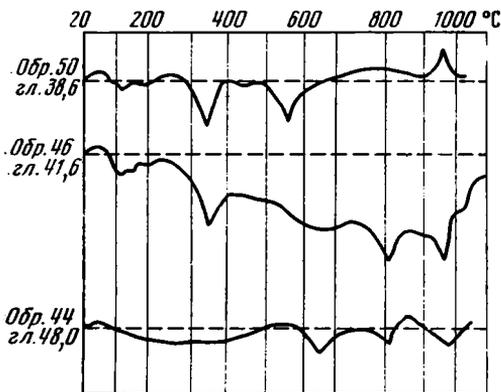
2. Монтмориллонитовая зона (от 41,8 до 39,2 м) серовато-желтая, глиноподобная, участками тонкопористая, сухаристая. Трещины в ней выполнены гидроокислами железа. Наблюдаются тонкие (1,0—1,5 мм) жилки кальцита. Структура породы реликтовая, с петельчатой структурой основной массы. Интерстиции между агрегатами чешуек талька выполнены гетитом и лимонитом (?), находящимися в срастании с новообразованным монтмориллонитом. В породах этой зоны много ромбоэдров доломита и агрегатов мелкозернистого кальцита.

Расчет баланса вещества и коэффициентов геохимической подвижности породообразующих окислов (табл. 2) показал, что в описываемой

Химический состав пород различных зон коры выветривания, вес. %

Компоненты	Неизменная тальк-хлоритовая порода		Монтмориллонитовая зона		Каолинит-гетитовая зона	
	обр. 43 — гл. 57,0 м	обр. 44 — гл. 48,0 м	обр. 11 — гл. 40,9 м	обр. 48 — гл. 39,6 м	обр. 10 — гл. 39,7 м	обр. 50 — гл. 38,6 м
SiO ₂	47,60	41,50	23,45	14,60	26,50	22,20
TiO ₂	0,27	0,27	0,61	0,24	1,14	0,90
Al ₂ O ₃	5,30	5,00	8,04	5,20	21,50	19,50
Fe ₂ O ₃	4,97	5,28	12,35	14,42	33,52	38,96
Cr ₂ O ₃	0,63	0,45	0,82	0,29	1,90	2,02
FeO	5,32	4,85	0,67	Нет	0,24	0,30
CaO	2,28	4,29	15,07	20,00	0,70	0,61
MgO	26,18	25,67	14,05	13,28	3,05	2,27
MnO	0,21	0,21	0,30	0,31	0,11	0,24
Na ₂ O	0,07	0,02	0,13	0,79	0,15	0,13
K ₂ O	Нет	Нет	0,67	0,36	0,25	0,17
П.п.п.	7,39	10,60	23,67	30,40	11,33	12,74
Плотность, г/см ³	2,61	—	2,15	—	—	1,85

коре выветривания произошел интенсивный вынос большинства (отрицательные значения ΔP_i) и накопление некоторых компонентов (Fe₂O₃; CaO; Na₂O+K₂O). Na, K и Ca не характерны для гумидных кор выветривания. Калий поступал, вероятно, как продукт выщелачивания из верхних горизонтов коры выветривания и адсорбировался глинистыми минералами (Перельман, 1972). Накопление CaO и соответственно высокие значения П. п. п. в описываемой зоне объясняются большим количеством карбонатов (до 50—60%), а большая величина Na₂O в верхней части



Фиг. 2. Кривые нагрева тальк-хлоритовой породы и ее коры выветривания

и каолинита подтверждается данными термического анализа (обр. 50; см. фиг. 2). В этой зоне продолжается вынос большинства элементов, а Al₂O₃; Cr₂O₃ и особенно Fe₂O₃ накапливаются.

Обращает внимание повышенная зараженность хромом участка бокситовой залежи, прилегающего к массиву тальк-хлоритовых пород (см. фиг. 1). Содержание Cr₂O₃ здесь превышает 1%, по отдельным пробам достигает 3,8% при среднем содержании Cr₂O₃ в бокситах СОБР 0,5—0,6%. К. Солимар и Д. Бардоши нашли в бокситах СОБР бежит с содержанием Cr₂O₃ 0,8% (Бушинский, 1975, с. 316). Поскольку присутствие хрома влияет на качество бокситов, актуален вопрос об источнике хрома, формах его переноса и условиях концентрации. Наличие в бокситах

Баланс вещества и подвижность порообразующих окислов в коре выветривания тальк-хлоритовой породы

Компоненты	Неизменные породы. P_0^i , вес. %	Монтсрилонитовая зона			Каолинит-гетитовая зона		
		P_k^i вес. %	ΔP_i	K_i	P_k^i вес. %	ΔP_i	K_i
SiO ₂	47,60	23,45	-907,9	4,6	22,20	-998,9	7,1
TiO ₂	0,27	0,61	—	—	0,90	—	—
Al ₂ O ₃	5,30	8,04	-42,5	1,5	19,50	+13,4	0,9
Fe ₂ O ₃	4,97	12,35	+12,2	0,9	38,96	+164,0	0,4
Cr ₂ O ₃	0,63	0,82	-6,1	1,7	2,02	-0,5	1,0
FeO	5,32	0,67	-122,5	17,8	0,30	-127,6	59,0
CaO	2,28	15,07	+107,4	0,3	0,61	-51,2	14,9
MgO	26,18	14,05	-187,0	4,2	2,27	-622,2	38,5
MnO	0,21	0,30	-1,9	1,6	0,24	-3,4	3,0
Na ₂ O + K ₂ O	0,07	0,80	+6,8	0,2	0,30	+0,5	0,8
$\Sigma \Delta P_i$			-1441,5			-1625,9	

аллотигенных зерен хромита, аналогичных изученным в коре выветривания тальк-хлоритовых пород, пространственная приуроченность участка бокситовой залежи, обогащенной хромом, к массиву тальк-хлоритовых пород свидетельствуют о том, что в данном случае источником Cr в бокситах явилась кора выветривания тальк-хлоритовых пород. Как видно из фиг. 1, поле повышенной концентрации Cr₂O₃ представляет собой как бы делювиально-пролювиальный шлейф, протягивающийся от тальк-хлоритовых пород по осевой части бокситовмещающей впадины.

Находка тальк-хлоритовой породы на территории СОБР углубляет представления о геологическом строении района, а изучение коры выветривания и анализ процессов корообразования помогают понять некоторые особенности химического состава расположенных здесь бокситов, устанавливая тем самым генетическую связь между бокситовыми породами и корой выветривания тальк-хлоритовых пород.

Кроме того, эта находка имеет практическую ценность, так как тальк-хлоритовые породы могут быть использованы в будущем, поскольку их добыча будет производиться открытым способом после вскрытия бокситовой залежи.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.
 Кальберг Э. А., Левандо Е. П., Махнач З. К. Бокситы северо-запада Русской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
 Ли П. Ф., Певзнер В. С. и др. Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 5000, вып. 5. Геологическая съемка районов развития кор выветривания. Л., «Недра», 1973.
 Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972.

Плещская комплексная
 геологоразведочная экспедиция
 п. Савинский Архангельской области

Дата поступления
 17.I.1978

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГАЛЛИЯ В БОКСИТАХ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Ю. И. КИМ

В отношении форм нахождения и характера распределения Ga в бокситах существуют различные суждения. Так, по мнению С. И. Бенеславского (1958, 1963), Ga не образует в бокситах самостоятельных соединений, а входит в состав глиноземных минералов — бемита, гиббсита, диаспора, корунда. Правда, в последней своей работе С. И. Бенеславский (1974) уже считал возможной концентрацию этого элемента как в оксилах и гидрооксилах Al, так и минералах Fe. В. Н. Лавренчук и В. А. Теняков (1962, 1963; Лавренчук, 1966, 1977), изучавшие гиббситовые бокситы Казахстана, считают, что основная масса этого элемента находится в виде свободной гидроокиси $HGaO_2$, парагенетически связанной с магнитными минералами Fe.

Г. И. Бушинский и В. Е. Закруткин (1978) на основе детального изучения обогащенных фракций породообразующих минералов бокситов Южного Тимана, пришли к выводу о различном характере распределения Ga. Так, в бемитовых бокситах $>80\%$ исходного содержания Ga изоморфно связано с Al в бемите и каолините. В гиббситовых бокситах Ga присутствует в решетках каолинита, аутигенного анатаза и значительно в меньших количествах в гематите и гетите (10%). Остальное количество элемента (48%) представлено свободной гидроокисью. Наконец, по данным Чоудри и др. (Chowdhury et al., 1965), Ga в индийских бокситах тесно связан с оксидами Ti.

В связи с изложенным представляло интерес изучить характер распределения Ga в бокситах Северного Казахстана. Они имеют гиббситовый состав и залегают преимущественно в карстовых впадинах. Возраст бокситов позднемиоценовой.

С целью изучения характера распределения Ga нами были выполнены следующие работы. 1. Проведен спектральный анализ цемента и бобовин бокситов и бокситовых пород. Отбор и дробление их проводились вручную. 2. Из проб, показавших наибольшее содержание Ga, выделены стандартными методами легкая и тяжелая фракции, последняя разделена на магнитную, электромагнитную и немагнитную. 3. Все фракции изучались под микроскопом, рентгенометрически и спектроскопически. Часть фракций исследовалась посредством химического анализа.

Минеральный состав изученных проб по фракциям следующий: легкая фракция — гиббсит, каолинит, рутил, анатаз, гематит, кварц (примесь), магнетит (примесь). Минералы тяжелой фракции (рутил, анатаз, гематит, магнетит), оказавшиеся в легкой фракции, попали туда с классом размерности частиц $<0,01$ мм. Они находятся в тонкой агрегативной смеси с гиббситом и каолинитом. Кварц обычно представлен относительно крупными зернами терригенного происхождения.

Магнитная фракция — магнетит, мартит, иоцит. Последний обнаружен в одной пробе глинистого боксита, отобранного на Аятском месторождении. Он образует тонкие пластинчатые кристаллы черного цвета, перемежающиеся с агрегатными скоплениями гиббсита. Минерал диагностирован рентгенометрически.

Электромагнитная фракция — гематит, гетит, ильменит, лейкоксен, сидерит, редкие зерна пирита и турмалина.

Неэлектромагнитная фракция — циркон, анатаз, рутил, лейкоксен, редкие зерна барита, турмалина и пирита. Первые три мине-

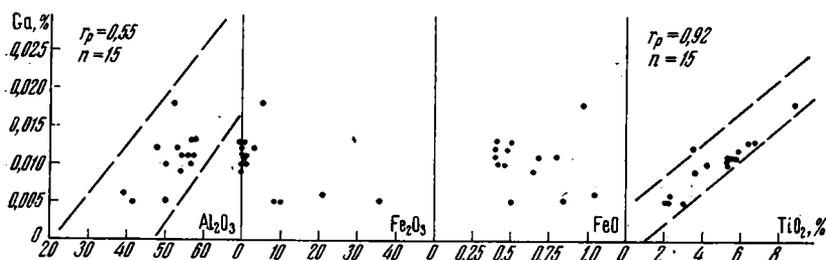
рала представлены окатанными и полуокатанными зернами явно терригенного происхождения.

Спектральный анализ фракций показал значительный разброс содержаний Ga, но в среднем отчетливо наблюдается резкое повышение его количества от тяжелой фракции к легкой (таблица).

Содержание галлия в различных фракциях бокситов Северного Казахстана по данным спектральных анализов (аналитик В. И. Головкина)

Фракция	Содержание, г/т			
	число проб	минимум	максимум	среднее
Легкая	18	4	60	20,3
Тяжелая, в том числе:				
магнитная	7	0	15	5,4
электромагнитная	16	0	20	3,8
немагнитная	17	0	5	2,1

Разница содержаний элемента почти на целый порядок вряд ли может быть обусловлена случайностью набора проб. Для установления состава и уточнения количества Ga был проведен химический анализ легкой фракции. При сравнении спектральных и химических анализов установлено, что спектральный анализ занижает содержание Ga примерно



Фиг. 1. Зависимость содержания Ga от концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 в легкой фракции бокситов Северного Казахстана

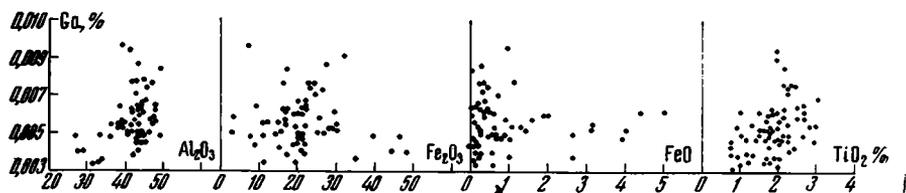
r_p — коэффициент корреляции; n — число проб

в 3 раза. О том, что спектральный анализ, как правило, дает заниженные результаты, отмечалось ранее в работах О. В. Вершковской и др. (1960) и В. Н. Лавренчука (1966).

Для определения взаимоотношений Ga с основными породообразующими окислами был проведен корреляционный анализ, который дал следующие результаты. Наиболее тесная, почти функциональная связь установлена в паре Ga— TiO_2 . Ранговый коэффициент корреляции (r_p) составил 0,92, что намного превышает минимально допустимую величину $r_p^{крат}$ при $P=0,01$ и выборке 15 проб ($r_p^{крат}=0,66$, по Урбаху, 1964). Значительно слабее зависимость между содержаниями Ga и глинозема. Коэффициент корреляции составляет лишь 0,55, который может быть значимым только при вероятности 95% ($P=0,05$). Нулевая гипотеза не отвергается только в парах Ga— Fe_2O_3 и Ga—FeO. Это видно на соответствующих графиках, представленных на фиг. 1. Точки на них разбросаны весьма хаотично в отличие от графиков Ga— TiO_2 и Ga— Al_2O_3 . Устойчивая обратная зависимость прослеживается между кремнеземом и галлием. Ранговый коэффициент корреляции 0,73.

Графическое изображение аналитического материала показывает наличие тесной связи между Ga и TiO_2 , более слабой — в паре Ga— Al_2O_3 и отсутствие ее в парах Ga— Fe_2O_3 и Ga—FeO (см. фиг. 1). Та же закономерность, хотя и менее отчетливо, проявилась при построении графиков по результатам химических анализов валовых проб бокситов Западно-Тургайского района (фиг. 2).

Тесная корреляционная связь, установленная в паре Ga— TiO_2 , отражает парагенетические отношения этих компонентов в бокситах. Учитывая ультранизкое содержание Ga в неэлектромагнитной тяжелой фракции, состоящей из терригенных зерен титановых минералов (таблица), основная масса элемента может быть связана только с аутигенными минералами Ti. Это свидетельствует о том, что при бокситообразовании Ga высаживался из растворов совместно с Ti. Форма нахождения Ga в бокситах пока не установлена, но путем анализа фактических данных можно



Фиг. 2. Зависимость содержания Ga от концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 в бокситах Западно-Тургайского района (по результатам химических анализов валовых проб)

прийти к следующему выводу. Из практики глиноземного производства известно, что при стандартном выщелачивании бокситов часть элемента переходит в раствор, но часть его остается в нерастворимом состоянии в красном шламе. Исходя из выявленной нами стохастической зависимости, растворимая часть, вероятно, представлена свободной гидроокисью, парагенетически связанной с аутигенными титановыми минералами, а нерастворимая — находится в качестве изоморфной примеси в последних. Вслед за В. Н. Лавренчуком следует признать, что основной формой свободной гидроокиси является $HGaO_2$ со структурой бемита. Именно поэтому наблюдается Ga—Al-изоморфизм в бемитовых бокситах Южного Тимана (Бушинский, Закруткин, 1978). Этим же объясняется тесная корреляционная связь между Ga и Al_2O_3 и отсутствие ее в паре Ga— TiO_2 в гиббсит-бемитовых бокситах Венгрии (Dudich, Siklosi, 1970).

Структурные различия гиббсита и моногидрата Ga, вероятно, являются основной причиной отсутствия либо ослабления стохастической связи между Al и Ga в гиббситовых бокситах. Это хорошо видно на примерах индийских, южнотиманских, североказахстанских и других гиббситовых бокситов. Вместе с тем в этих же бокситах установлена тесная корреляционная зависимость между Ga и Ti.

На основе вышеизложенного напрашивается вывод о главенствующей роли окислов Ti при распределении Ga в гиббситовых разностях бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
 Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
 Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М., «Недра», 1974.
 Бушинский Г. И., Закруткин В. Е. Геохимия бокситов Южного Тимана. М., «Наука», 1978.
 Вериковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е. Галлий, М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Лавренчук В. Н.* Некоторые вопросы геохимии галлия в бокситах.— В кн.: Генезис бокситов. М., 1966.
- Лавренчук В. Н.* Формы нахождения галлия в гиббситовых бокситах.— Геохимия, 1977, № 8.
- Лавренчук В. Н., Теняков В. А.* К вопросу о распределении галлия в бокситах.— Геохимия, 1962, № 8.
- Лавренчук В. Н., Теняков В. А.* О балансе галлия в бокситах. Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6.
- Урбах В. Ю.* Биометрические методы. М., «Наука», 1964.
- Chowdhury A. N., Chakraborty S. C., Bose B. B.* Geochemistry of gallium in bauxite from India — Econ. Geol., 1965, vol. 60.
- Dudich E., Siklósi L.* A comparative geochemical study of some major and minor elements in four bauxite deposits of Transdanubia, Hungary.— Ann. Instit. Geol. Publ. Hung., 1970, fasc. 3.

Северо-Казахстанское
геологическое управление,
Кустанай

Дата поступления
20.II.1979

МЕТОДИКА

УДК 552.12

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ С РАЗМЕРОМ ЗЕРЕН 5—50 мкм МЕТОДОМ СТУПЕНЧАТОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ

М. Я. КАЦ, Е. Ф. ДОЛГОПОЛЬСКАЯ

Количественный анализ гетерогенности минералов позволяет получать существенно большую генетическую информацию, чем исследования «мономинеральных» образцов (Кац, 1977). Он был успешно использован, в частности, при детальном исследовании кварца (фракция 0,2—0,25 мм) кристаллических горных (Кац, Симанович, 1974) и осадочных пород (Кац, 1977; Конев, Чалов, 1972; Конев и др., 1975; Анфимов и др., 1978, и др.), глобулярного глауконита (фракция 0,1—0,25 мм) из пород различного возраста (Shutov et al., 1972; Кац и др., 1974; Шутов и др., 1975), а также синтетических алмазов (фракция $\leq 0,2$ мм), полученных на разных катализаторах как в лабораторных, так и в заводских условиях (Верещагин и др., 1976; Долгопольская и др., 1978).

Вначале остановимся на двух, на наш взгляд, очень важных и не всегда правильно трактуемых определениях. Под мономинеральными мы понимаем фракции, содержащие все зерна данного минерала в исследуемом образце породы, независимо от их структурной или неструктурной неоднородности (в том числе и включений других фаз). Под гетерогенными мы понимаем мономинеральные фракции, зерна которых имеют различные нарушения однородности, вследствие чего их физико-химические свойства не идентичны. Практически все минералы гетерогенные. Это следует из того, что практически любой мономинеральный образец можно разделить на фракции в узких интервалах плотности (или другого параметра), причем в разных фракциях зерна будут иметь различные нарушения однородности. Плотность мономинерального образца характеризуется не константой, а гистограммой распределения его зерен по плотности. Отдельные плотностные фракции, хоть и состоят из зерен данного минерала в исследуемой породе, не являются мономинеральными и не всегда представительны для минерала породы. Только исследование специализированными методами всех полученных фракций в узких пределах плотности позволяет проводить количественный анализ гетерогенности минерала с выявлением вероятности проявления в данной породе зерен с характерными нарушениями однородности.

ПРИНЦИП МЕТОДА

Принцип работы колонок со ступенчатым изменением плотности жидкости заключается в следующем. С помощью реперов заготавливают серию жидкостей с требуемым шагом в определенной области плотности,

необходимой для разделения данного образца на фракции по плотности. На дно сосуда помещают исследуемый образец в зернах размером более 50 *мкм* и заливают его самой легкой заготовленной жидкостью. Затем на дно сосуда последовательно вводят (медленно, без конвекционных потоков) все более тяжелые жидкости. При этом каждая из них будет выталкивать на свою поверхность предыдущую, более легкую жидкость, а также те зерна из образца, которые имеют меньшую плотность, чем эта жидкость. В результате на контактах каждых двух жидкостей появляются горизонтальные страты из зерен исследуемого образца, плотности которых лежат между плотностями этих двух жидкостей (Кац, 1977). Если затем вводить на дно сосуда самую тяжелую рабочую жидкость (или еще более тяжелую «балластную» жидкость), то через верхнее боковое отверстие можно собрать отдельно зерна каждой страты, отличающиеся по своей плотности, т. е. разделить образец на фракции по плотности.

Однако если этим способом анализировать образцы с размером зерен менее 50 *мкм*, то при той же технологии процесс будет другим. Вначале практически все зерна останутся в первой, самой легкой, рабочей жидкости и поднимутся наверх вместе с ней, а на стыках жидкостей совсем не будет зерен из-за малой скорости их движения вниз к своим равновесным плотностным уровням через жидкости с меньшей плотностью. С течением времени зерна будут оседать, проходя слои жидкости, плотности которых меньше, и задерживаясь на границе той жидкости, плотность которой больше плотности зерен, т. е. с течением времени зерна будут делиться по плотности и собираться в страты на контактах каждых двух жидкостей. При размерах зерен 5—50 *мкм* процесс может длиться часами, а зерна могут собираться в агрегаты, что многократно наблюдалось в экспериментах. Если время, необходимое для образования агрегатов при данных условиях эксперимента, меньше времени, необходимого для достижения зернами своих равновесных уровней, то делиться по плотности будут и агрегаты. Чтобы делились зерна, необходимо препятствовать образованию агрегатов.

Известно, что при интенсивном перемешивании жидкости с зернами их агрегаты разрушаются. Установлено, что так же действует и пропускание жидкости с зернами через узкий зазор. В режиме ламинарного течения жидкости агрегаты растягиваются и разрушаются, а ступенчатое изменение плотности жидкости остается. Это явление лежит в основе разработанного нового варианта метода ступенчатого изменения плотности жидкости, в котором в период движения зерен к своим равновесным уровням образующиеся агрегаты разрушаются путем пропускания жидкости с зернами через узкий зазор. Как показали контрольные опыты, такой метод позволяет делить на фракции в узких пределах плотности образцы с размером зерен 5—50 *мкм*. Это имеет большое практическое значение, так как позволяет проводить количественный анализ гетерогенности минералов с размером зерен более 5 *мкм*, т. е. на порядок меньше, чем старым методом¹.

ОПИСАНИЕ ТЕХНИКИ ЭКСПЕРИМЕНТА

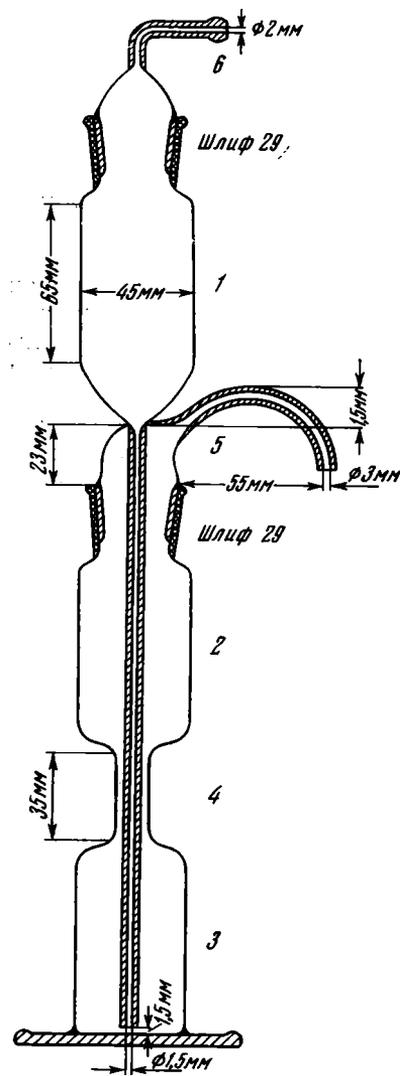
Как известно, колонки, предназначенные для деления образцов минералов с размером зерен более 50 *мкм* методом ступенчатого изменения плотности жидкости, содержат одну емкость (Кац, 1977). При аналогичном исследовании образцов с размером зерен 5—50 *мкм* мы использовали колонки, содержащие три емкости примерно одинакового объема и расположенные друг над другом (фиг. 1). Верхняя емкость 1 — ворон-

¹ Авторское свидетельство № 708200 на имя М. Я. Каца и Е. Ф. Долгопольской с приоритетом от 05.08.1977.

ка с капиллярным толстостенным отростком до дна нижней емкости 3. Воронка соединена со средней емкостью 2 шлифом; средняя емкость 2 соединена с нижней 3 перетяжкой 4. Между внешней поверхностью капилляра и внутренней поверхностью перетяжки — зазор размером 1—1,5 мм. Верх воронки 1 закрыт шлифом с отводом 6. С помощью трехходового крана и водоструйного насоса воронку 1 можно соединить с воздухом либо создать в ней разрежение. Если через воронку 1 на дно нижней емкости 3 ввести самую легкую рабочую жидкость в виде суспензии с зернами исследуемого образца (5—50 мкм), а затем последовательно по мере увеличения плотности в

все остальные рабочие жидкости (вплоть до самой тяжелой), то там образуется ступенчатое изменение плотности жидкости, причем вначале слой первой, самой легкой, жидкости вместе со всеми зернами образца окажется, как уже отмечалось, в верхней части нижней емкости.

При исследовании цеолитов и раскристаллизованных стекол рабочие жидкости готовились на основе смеси бромформа и диметилформамида. Заготавливали две жидкости: легкую, плотность которой была равна или меньше плотности самых легких зерен образца, и тяжелую, плотность которой была равна или больше плотности самых тяжелых зерен образца. Калибровались они по реперам плотности (Кац и др., 1975). В зависимости от необходимости получения фракций зерен в заданных узких пределах плотности эти исходные жидкости смешивались в определенных пропорциях для получения рабочих жидкостей. В прибор заливали каждую рабочую жидкость определенного объема. Этот объем устанавливался, исходя из необходимого числа рабочих жидкостей и из объема нижней емкости 3, в которой должно укладываться все образуемое ступенчатое изменение плотности жидкости. Чтобы уменьшить время, в течение которого зерна образца достигают своих равновесных уровней, наиболее целесообразно исследуемый образец вводить в прибор с той рабочей жидкостью, плотность которой предположительно соответствует максимуму распределения зерен по шкале плотности. В этом случае при прочих равных условиях путь, проходимый зернами вверх и вниз, и необходимое для этого время уменьшаются, а условия движения зерен к своим равновесным уровням облегчаются, так как значительная их часть уже с самого начала находится практически на равновесном уровне.



Фиг. 1. Устройство для деления минералов с размером зерен 5—50 мкм на фракции в узких пределах плотности методом ступенчатого изменения плотности жидкости с разрушением образующихся агрегатов зерен. Условные обозначения см. в тексте

С течением времени зерна собираются в агрегаты, что легко фиксируется визуально. Разрушение агрегатов зерен осуществляется следующим

образом. Через воронку 1 (см. фиг.1) на дно нижней емкости 3 подают самую тяжелую жидкость, (или еще более тяжелую, балластную), которая выталкивает рабочие жидкости со ступенчатым изменением плотности вместе с зернами из нижней емкости 3 через перетяжку 4 с узким кольцевым зазором в среднюю емкость 2. В дальнейшем разрушение агрегатов осуществляют иначе. Закрыв верхнюю емкость 1 шлифом, в ней создают разрежение: балластная, более тяжелая, жидкость втягивается из нижней емкости 3 в верхнюю 1 через капиллярный отросток воронки. При этом жидкость со ступенчатым изменением плотности и зернами будет проходить через тот же узкий кольцевой зазор в перетяжке из средней емкости 2 в нижнюю 3. В момент, когда вся балластная жидкость перейдет в верхнюю емкость, а жидкость со ступенчатым изменением плотности — в нижнюю, в воронку 1 подают воздух. При этом жидкость со ступенчатым изменением плотности через тот же зазор перейдет в среднюю емкость 2, а балластная тяжелая жидкость — в нижнюю 3. В процессе пропускания через узкий зазор агрегаты разрушаются (это фиксируется визуально), а ступенчатое изменение плотности жидкости остается, о чем свидетельствуют приводимые ниже контрольные опыты.

Такое переливание жидкости с зернами через кольцевой зазор с целью разрушения агрегатов по мере их появления производят эпизодически в течение всего времени движения зерен к своим равновесным плотностным уровням. Это время оценивают по закону Стокса, исходя из размера зерен, ширины интервала плотностных фракций и, естественно, вертикального пути, проходимого зернами. По истечении этого времени выделяют плотностные фракции зерен. Через воронку 1 на дно нижней емкости 3 вводят дополнительно самую тяжелую (или балластную) жидкость. Она выталкивает через боковой отвод 5 из емкости 2 жидкость со все увеличивающейся плотностью вместе с разделенными плотностными фракциями зерен образца.

КОНТРОЛЬНЫЕ ОПЫТЫ

Контрольные опыты ставились для установления: а) влияния многократного переливания жидкости из емкости 3 в емкость 2 и, наоборот, через узкий зазор (см. фиг. 1) на характеристики ступенчатого изменения плотности вследствие смешения жидкостей разной плотности; б) воспроизводимости получения гистограмм распределения зерен по плотности для образцов с размером зерен 5—50 мкм описываемым методом. Воспроизводимость гистограмм распределения зерен по плотности методом ступенчатого изменения плотности и контроль разбавления рабочих жидкостей (контроль плотности выделяемых фракций) при исследовании образцов с размером зерен более 50 мкм приведены в работах М. Я. Каца и Е. Ф. Долгопольской (1976; Кац, 1977).

Многократное переливание. Проведено три независимых идентичных контрольных опыта. С помощью двух пар реперов (2,0928 и 2,0920; 2,2986 и 2,2952 г/см³) были заготовлены две исходные жидкости (смесь бромформа и диметилформамида (с плотностью 2,0924 и 2,2970 г/см³). Из них путем смешения с интервалом в 10% по объему составили 9 жидкостей с промежуточной плотностью. Вместе с двумя исходными жидкостями получили 11 рабочих жидкостей с равномерной шкалой плотности с шагом $\Delta\rho = 0,0205$ г/см³ (таблица). Мы пренебрегли возможной неадекватностью объемов смешиваемых жидкостей, так как разность их плотности невелика — порядка 0,2 г/см³. Плотности промежуточных рабочих жидкостей рассчитывались по формуле $\rho_c = (\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2) / (V_1 + V_2)$, где ρ_1, ρ_2 — плотности, V_1, V_2 — объемы исходных жидкостей. Контроль рассчитанных плотностей исходных промежуточных рабочих жидкостей имеющимися в нашем распоряжении реперами плотности дал вполне удовлетворительные результаты (см. таблицу).

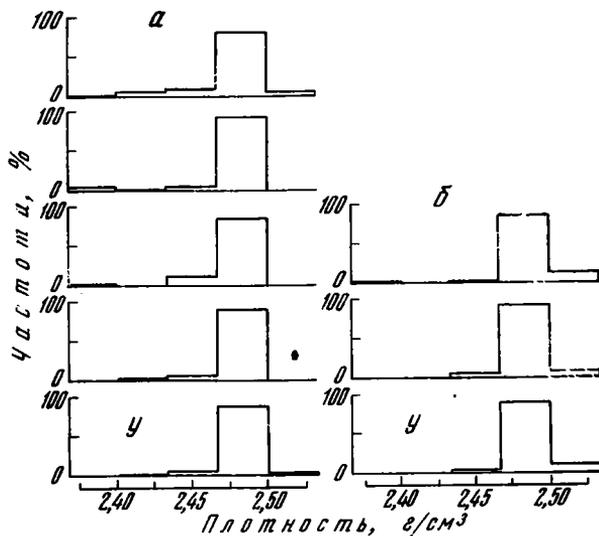
Контроль с помощью реперов плотности ступенчатого изменения плотности жидкости после 21-го переливания ее из цилиндра в цилиндр через перетяжку

Расчетная плотность исходных жидкостей, g/cm^3	Контроль плотности исходных жидкостей реперами плотности, g/cm^3	Расчетная плотность жидкостей, выливаемых из прибора, g/cm^3	Контроль плотности выливаемых из прибора жидкостей реперами плотности (в трех опытах), g/cm^3		
			1	2	3
2,0924	2,0928 (т.)	2,0924	2,1047 (в.)	2,1047 (в.)	2,1047 (в.)
	2,092 (в.)				
2,1125	2,127 (т.)	2,1023	2,127 (т.)	2,127 (т.)	2,127 (т.)
2,1330	2,127 (в.)	2,1228	2,127 (в.)	2,127 (ф.)	2,127 (в.)
2,1535	2,155 (т.)	2,1433	2,155 (т.)	2,155 (т.)	2,155 (т.)
2,1740	2,155 (в.)	2,1638	2,155 (в.)	2,155 (в.)	2,155 (в.)
2,1945	2,187 (в.)	2,1843	2,187 (т.)	2,187 (в.)	2,187 (ф.)
	2,2014 (т.)	2,2048	2,187 (в.)	—	2,187 (в.)
2,21150	2,2014 (в.)	2,2253	—	2,254 (т.)	—
2,2355	2,254 (т.)	2,2458	2,254 (т.)	2,254 (в.)	2,254 (т.)
			2,2653 (т.)	2,2653 (т.)	2,2653 (т.)
2,2560	2,254 (в.)	2,2663	2,254 (в.)	—	2,254 (в.)
	2,2653 (т.)		2,2653 (в.)	2,2653 (в.)	2,2653 (ф.)
2,2665	2,2653 (в.)	2,2868	—	—	—
2,2970	2,2986 (т.)				
	2,2952 (в.)				

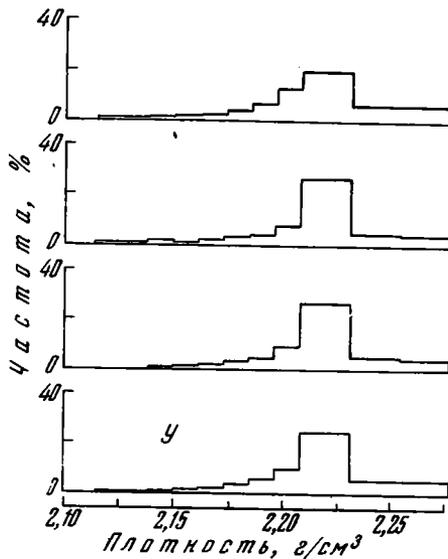
Примечание. т. — тонет, в. — всплывает, ф. — флотирует.

Для получения ступенчатого изменения плотности жидкости на дно емкости 3 (см. фиг. 1) заливали по 10 мл каждой рабочей жидкости. Затем вышеуказанным способом жидкость со ступенчатым изменением плотности 21 раз переливали из емкости 3 в емкость 2 и наоборот. После чего, как и при всех экспериментах при делении зерен размером 5—50 мкм, жидкость выливалась из прибора через боковой отвод 5 путем наливания самой тяжелой рабочей жидкости (балластной) на дно емкости 3: вначале отбирали 5 мл (половину объема первой, самой легкой жидкости), а затем по 10 мл, куда должно было попасть по 5 мл смежных жидкостей, вследствие чего их плотности должны были равняться средней плотности этих жидкостей. Рассчитанная плотность выливаемых жидкостей приведена в 3-й колонке таблицы. В последних трех колонках приведены результаты контроля реперами плотности выливаемых из прибора жидкостей. Их плотности должны несколько отличаться от рассчитанной по ряду причин: за счет возможного перемешивания смежных жидкостей на контактах, если переливание сопровождается даже небольшой турбулентностью; за счет перемешивания рабочих жидкостей с пленками жидкости на поверхности емкостей 2 и 3 при переливании и т. п.

Из общих соображений мы ожидали, что больше всего увеличатся плотности самых легких жидкостей и уменьшатся — самых тяжелых при неизменности плотности промежуточных жидкостей. В действительности оказалось, что плотность самых тяжелых жидкостей мало меняется при этом, так как при переливании рабочие жидкости перемешиваются также и с пленкой тяжелой (балластной) жидкости на стенках емкости 3, объем которой примерно в 10 раз больше объема каждой рабочей жидкости. Учитывая, что в экспериментах при делении минералов жидкость со ступенчатым изменением плотности переливалась через зазор лишь 7 раз, а в контрольных опытах 21 раз, и что максимальное отклонение плотно-



Фиг. 2. Воспроизводимость гистограмм распределения минералов и минеральных агрегатов пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер двух размерных фракций, $\mu\text{м}$: 10—20 (а) и 20—30 (б)
 В крайних фракциях справа — зерна с плотностью $\rho > 2,50 \text{ г/см}^3$, слева — зерна с плотностью $\rho < 2,40 \text{ г/см}^3$. У — усредненные гистограммы



Фиг. 3. Воспроизводимость гистограмм распределения клиноптилолита из эоценовых отложений Атлантического океана (размер зерен 5—10 $\mu\text{м}$). По оси ординат — частота на интервал 0,011 г/см^3 .
 В крайних фракциях справа — зерна с плотностью $\rho > 2,253 \text{ г/см}^3$.
 Внизу усредненная гистограмма (У)

сти выливаемых жидкостей от расчетной не превышает $0,02 \text{ г/см}^3$, что на порядок меньше всего интервала ступенчатого изменения плотности в экспериментах ($0,2 \text{ г/см}^3$), следует признать, что результаты проведенных контрольных опытов являются вполне удовлетворительными. При особо точных измерениях данные таблицы позволяют внести необходимые поправки на отличие рассчитанных плотностей выливаемых из прибора жидкостей от действительных и соответственно на плотности выделяемых фракций зерен.

Воспроизводимость гистограмм распределения. Такие контрольные опыты проведены на двух образцах: 1) на минералах и минеральных агрегатах пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер (Соколова и др., 1978); 2) на образце клиноптилолита в осадке Атлантического океана. Опыты проводились на том же приборе (см. фиг. 1). В каждом опыте использовалась навеска примерно в пределах 100—200 мг; жидкость со ступенчатым изменением плотности и зернами переливалась через узкий зазор 7 раз по мере визуального установления образующихся агрегатов зерен; образец делился на 11 фракций с шагом порядка $0,03 \text{ г/см}^3$ в пределах плотности $2,35\text{—}2,55 \text{ г/см}^3$ (фиг. 2) или с разным шагом порядка 0,01 и порядка $0,02 \text{ г/см}^3$ в пределах плотности $2,10\text{—}2,38 \text{ г/см}^3$ (фиг. 3).

Контроль выделяемых плотностных фракций реперами плотности (см. таблицу) и воспроизводимость гистограмм распределения (см. фиг. 2, 3) дают представление о точности описываемого метода ступенчатого изменения плотности жидкости при делении образцов минералов с размером зерен 5—50 мкм.

ВЫВОДЫ

Разработан новый вариант метода ступенчатого изменения плотности жидкости для выделения фракций с шагом $\cong 0,01 \text{ г/см}^3$ из образцов минералов с размером зерен 5—50 мкм. При движении зерен к своим равновесным уровням образующиеся агрегаты разрушаются путем переливания жидкости с зернами через узкий зазор. Метод успешно опробован при количественном анализе гетерогенности минералов и минеральных агрегатов пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер, а также клиноптилолита из эоценовых отложений Атлантического океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфимов А. В., Козлов В. И., Еремеева А. В. Изучение плотности кварцевых зерен из обломочных толщ верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория.— В кн.: Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Тр. ИГиГ, УНЦ АН СССР, вып. 133. Свердловск, 1978.
- Верещанин Л. Ф., Штернберг Л. Е., Кац М. Я. и др. Зависимость абразивной способности синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо (АСПК) от их плотности.— Алмазы и сверхтвердые сплавы, 1976, № 5.
- Долгопольская Е. Ф., Кац М. Я., Кирова Н. Ф. и др. Зависимость прочности синтетических алмазов от их плотности.— Алмазы и сверхтвердые сплавы, 1978, № 3.
- Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов.— Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306.
- Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 259.
- Кац М. Я., Шутов В. Д., Дриц В. А. и др. Факторы, определяющие «аномальные» значения абсолютного возраста глауконита.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1.
- Кац М. Я., Рассказов А. А., Долгопольская Е. Ф. Реперы плотности.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф. Анализ гетерогенности кварца в зернах методом ступенчатого изменения плотности жидкости.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Конов П. Н., Чалов Б. Я. Изучение обломочного кварца такатинской свиты Колво-Вишерского края для палеогеографических реконструкций.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Конов П. Н., Чалов Б. Я., Шурбор Ю. В. Определение положения областей сноса по результатам изучения обломочного кварца.— Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 1.
- Соколова Т. Н., Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф. Минералогическое изучение пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер.— Литол. и полезн. ископаемые, 1978, № 1.
- Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатор фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Shutov V. D., Katz M. Ya., Dritz V. A. Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formations and postsedimentary change.— Proc. Intern. Clay Conf. Madrid, 1972.

ХРОНИКА

УДК 553.94

ЮБИЛЕЙНАЯ СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ И ОЧЕРЕДНЫЕ ЗАСЕДАНИЯ ЕГО КОМИССИЙ (ФРГ, 1978 г.)

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

В г. Эссене (ФРГ) с 6 по 14 апреля 1978 г. состоялись заседания Международного комитета по петрологии углей (XXXI сессия) и его комиссий. В связи с 25-летним юбилеем было организовано специальное заседание комитета (12 апреля 1978 г.), посвященное успехам развития углепетрографии и ее роли в общем комплексе проблем угольной и нефтяной геологии. На заседаниях присутствовало 72 делегата из 22 стран мира: Австралии, Англии, Бельгии, Болгарии, Бразилии, Венгрии, Голландии, Дании, Ирана, Испании, Канады, Мексики, Польши, Румынии, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии, Южной Африки, Югославии, Японии. От Советского Союза в работе комиссий участвовали П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова и Н. В. Лопатин.

I. Пленарное заседание 10 апреля было открыто приветствием президента Международного комитета по петрологии углей М. Т. Маковской (Maskowsky, ФРГ). Она сообщила результаты выборов должностных лиц комитета. На пост секретаря комиссии I (по общей петрографии) избран А. Х. В. Смит (Smith, Англия).

Далее обсуждался проект Международного стандарта «Методы петрографического анализа углей», о котором шла речь на прошлом заседании комиссий в Бельгии. Было указано, что при окончательной доработке стандарта по определению отражательной способности витринита следует предусмотреть автоматизацию этого метода в связи с серийным выпуском американской приборостроительной фирмой автоматического петрографического рефлектометра (АДРК). По информации представителя этой фирмы А. Хемпсона (Hampson, США), прибор позволяет проводить 1000 замеров R° в минуту (шаг в 10 микрон). С микроскопом совмещен компьютер, помогающий идентифицировать тип мацерала по программе распознавания образов.

М. Т. Маковская сообщила о своем участии в работе заседания Экономической комиссии Европы (ЕСЕ), которое состоялось в Женеве в начале текущего года. Предложение М. Т. Маковской по вопросу внесения изменений в Международную промышленную классификацию 1956 г. не привлекли должного внимания, так как работа в этой комиссии проводится на уровне государств, а Международный комитет по петрологии углей является только консультативной организацией. Принято решение о создании рабочей группы по проекту Международной промышленной классификации углей.

II. На заседании комиссии по общей углепетрографии (президент М. Вольф — Wolf, ФРГ) в основном обсуждались методы изучения и определения резинита в углях, различной степени углефикации, а также макропетрографическая классификация мягких бурых углей. Е. Штах (Stach, ФРГ) указал на трудности разграничения резинита и коллинита как в отраженном, так и в проходящем свете, которые также почти не различаются и по величине их отражательной способности. Е. Штах выделяет три типа резинита с низкой, средней (близкой к коллиниту) и высокой отражательной способностью, которые, по данным М. У. Отте, соответственно сильно, слабо или вообще не флюоресцируют. Эти резиниты по-разному влияют на процесс коксования и свойства кокса, поэтому их правильная диагностика и разграничение принципиально важны.

Макроскопическая классификация мягких бурых углей предложена А. В. Хагеманном (Hagemann, ФРГ). В ней выделены литотипы, их группы и виды по признакам структуры и текстуры, цвета и степени гелефикации исходного растительного материала. Предложенная классификация принята для апробации и обсуждения в будущем году.

III. На заседании комиссии по применению данных петрологии углей в геологии (президент Б. Альперн) продолжалось обсуждение классификации битумов и рассеянного органического вещества в осадках. Х. Якоб (Jakob, ФРГ) предложил для этой цели

пользоваться терминологией и классификацией Х. Абрахама (Abraham, 1948), которая основана на оптических и химических свойствах битумов. Он также отметил, что битумы бывают многократно миграционные, поэтому по ним нельзя судить о степени изменения органического вещества осадка в литогенезе, а следовательно, их нельзя рассматривать и как палеотермометры.

П. Робер и Б. Ван Дер Вейде (Robert, Van Der Weide, Франция), так же как Х. Якоб и М. Вольф, считают целесообразным дополнить классификационную систему Стопс-Геерлен включением в нее группы нефтяных битумов, равноценной группам витринита, инертинита и эскинита углей. Однако авторы данной статьи обратили внимание на то, что в классификации Стопс-Геерлен мацералы связаны с определенным исходным материалом (споры, кутикула, лигнинно-целлюлозные ткани) и продуктами его превращения в первую стадию торфообразовательного процесса, т. е. являются первичными мацералами, в то время как нефтяные битумы возникают в процессе литогенеза, а поэтому они не могут дополнить на равных правах общую классификационную схему Стопс-Геерлен. Они должны иметь самостоятельную классификацию.

Обсуждалась терминология нефтяных битумов. П. Робер и др., так же как и авторы настоящей статьи, считают, что термином «эксудатинит» не следует объединять битумы озокерит, асфальт, гильсонит, вюрцилит, альбертит, эпи-мезо- и катаимпонит, поскольку они имеют другое происхождение. По поводу мацерала эксудатинит П. Робер отметил, что этот мацерал обнаруживается среди гумусовых углей, но не обнаружен среди сапропелитов. В отношении термина «битуминит» справедливо было отмечено, что под ним понимаются первичные мацералы, углей и битуминозных сланцев, а поэтому вторичный мацерал, обнаруженный М. Тайхмюллер в углях как продукт разложения их липидного, жирового и белкового исходного вещества, именовать битуминитом нецелесообразно. На неудачное использование углепетрографами термина «битуминит» неоднократно указывал Н. Б. Вассоевич (Вассоевич, Гладкова, 1977). Термин «флюоринит» пока не вызвал особых замечаний ввиду того, что он в достаточной мере нейтральный.

В целях унификации понимания и терминологии битумов, а также корреляции оптических и химических методов их исследования были изучены в различных лабораториях мира два образца битуминозных пород «А» и «Б». Для определения типа битумов были использованы параметры их отражательной способности, флуоресцентной микроскопии технического анализа, растворимости в органических растворителях и сделано обычное микроскопическое описание в отраженном свете. По сообщению Х. Якоба, результаты исследований оказались в достаточной мере сходными. Большинство исследователей пришли к выводу о том, что битум «А» по классификации Х. Абрахама относится к катаимпониту, а битум «Б» — к вюрцилиту.

Далее Б. Альперн кратко охарактеризовал две классификации рассеянного органического вещества (органокластов, по Б. Альперну), автором одной из которых является он сам, а авторами другой — П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова. За отсутствием времени классификации не обсуждался. В классификации Б. Альперна выделено шесть групп: I — фитокласты (текстит, гелит, детрит, кутикула, воски, смолы, танины); II — грибы (гифы, склероции); III — споры; IV — организмы: растительные (различные разновидности водорослей планктонных и бентосных) и животные (различные роды и виды планктонных, бентосных и нектонных). К этой же группе отнесены отдельные представители акритарх. В V группу объединены бактерии. VI группа представлена различными типами битумов.

Для I, III и IV групп органокластов учтена степень их углефикация, которая фиксируется приставками: эпи-, мезо- и ката-. Например, эпитекстит, мезоспорит, катабитум. По мнению авторов настоящей статьи, эта классификация четко отражает исходный материал органокластов, но не фиксирует процесса его первичного превращения, а вместе с тем и микрокомпонентного петрографического состава органокластов, за некоторым исключением группы фитокластов. Классификация скорее является палеофитологической и палеонтологической, но пока не вещественно-петрографической, а тем более и не генетической, что требуется для геологии. Однако она представляет нужный этап в исследовании органокластов, так как расшифровка исходного материала является одним из критериев их происхождения.

В классификации рассеянного органического вещества П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой учтены тип накопления (аллохтонный, автохтонный) и принадлежность исходного материала (остатки высших и низших растений, продукты распада и жизнедеятельности животных организмов и т. д.), а также процессы его первичного превращения, обусловившие комплексы аллотигенных (возникших на суше) и сингенных (возникших в бассейне седиментации) микрокомпонентов рассеянного органического вещества в осадках.

В целях совершенствования методов исследования рассеянного органического вещества и выявления диагностических признаков его микрокомпонентов в 12 лабораториях мира был изучен нефтяной сланец (Фекокурт, Франция) методами флуоресцентной микроскопии, петрографического анализа, а также определения отражательной способности витринита. При сопоставлении результатов, о которых доложил Н. Бостик (Bostik, США), выяснилось, что в составе этого сланца преобладает аморфное сапропеллевое вещество, сорбированное глиной, в котором в небольших и примерно равных количествах присутствуют: витринит, семифюзинит, фюзинит, альгинит (из рода тасма-

нитес) и лейптинит. Набор величин отражательной способности витринита по лабораториям в среднем колеблется от 0,20—0,30 до 0,40—0,58%. Приведенные данные свидетельствуют о том, что методы петрографического и флюоресцентного анализа являются достаточно эффективными в определении микрокомпонентов органического вещества сланцев. Вместе с тем определение величины отражательной способности представляет трудности ввиду присутствия гаммы микрокомпонентов, переходных между витринитом и фюзинитом, на что указывает разброс вышеприведенных цифр.

Далее при совместном просмотре микрокомпонентов рассеяного органического вещества под флюоресцентным микроскопом Л. И. Боголюбова ознакомил присутствующих с вещественным составом органического вещества «черных сланцев» Восточной Атлантики. Н. В. Лопатин продемонстрировал микрокомпоненты группы лейптинита в гамме углефикации донецких углей. Х. Якоб показал эффект флюоресценции различных типов битумов. Такой коллективный просмотр препаратов позволил членам комиссии обменяться опытом в диагностике различных компонентов органического вещества осадков, уточнить и обогатить свои представления в этом вопросе, а также ознакомиться с аппаратурой, используемой в ФРГ для этих целей.

IV. На заседании комиссии по применению данных петрологии углей в промышленности (президент Н. Кей — Кауе, Англия) основное внимание было уделено совершенствованию и автоматизации метода измерения отражательной способности мацералов углей, выяснению причин, влияющих на крепость кокса, процессы гидрогенизации и газификации углей. В связи с этим дискутировались вопросы диагностики и границ мацералов группы витринита и инертинита, влияние их размеров, морфологического выражения и распределения на процесс и продукты технической переработки углей.

Н. Кей сообщил результаты различных лабораторий мира по изучению состава мацералов в канадском и британском угле и определения отражательной способности витринитов в них.

V. Юбилейное заседание комиссий Международного комитета по петрологии углей было открыто президентом комитета М. Т. Маковской. Приветствовали присутствующих бургомистр города Эссена Моллер-Достали (Möller-Dostali, ФРГ) и директор Бергбау-форшунг проф. доктор В. Петерс (Peters, ФРГ).

На сессии было прочитано девять проблемных докладов, осветивших разные стороны вопроса использования данных петрологии углей в угольной и нефтяной геологии, а также в угольной промышленности.

В докладе М. Вольф были проиллюстрированы успехи флюоресцентной микроскопии, с помощью которой не только расширен диапазон диагностических признаков известных мацералов, но и открыты новые мацералы (эксадатинит и флюоринит), обладающие битуминозными свойствами. Интересен факт обнаружения флюоресцирующих витринитов в некоторых блестящих бурых и газовых углях, обладающих коксующимися свойствами, несмотря на низкую стадию их углефикации. В докладе показана также роль флюоресцентной микроскопии как метода определения стадии углефикации угля, не уступающего методу измерения отражательной способности.

Б. Альперн в докладе «Горючие сланцы, запасы, петрография и использование» сообщил много важных сведений, касающихся новых оценок запасов природной нефти и нефти, экстрагируемой из горючих сланцев. Он указал, что на выход экстрагируемой нефти влияет природа органического вещества горючих сланцев и степень его углефикации. По его данным, в органическом веществе палеозойских горючих сланцев преобладают колониальные пресноводные водоросли *Botryococcus Braunii*; для мезозойских горючих сланцев характерны крупные водоросли типа *Tasmanites* и мелкие водоросли типа *Nostocopsis*. В других горючих сланцах много спор, а также флюоресцирующих гумусовых остатков (до 90%). Одновременно было указано на характерную низкую степень углефикации материнского вещества горючих сланцев, исключая те, которые изменены термально. В докладе подробно охарактеризованы методы экстракции нефти из сланцев и перечислены побочные продукты, имеющие промышленное значение.

П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова доложили материалы по теме: «Черные сланцы Восточной Атлантики и вопросы нефте- и газообразования». ими охарактеризован исходный материал органического вещества «черных сланцев» Бискайского залива и вдоль западного берега центральной части Африки (рейсы 41 и 48 «Гломар Челленджер»). Предложена классификация микрокомпонентов органического вещества «черных сланцев», основанная на генетических признаках. Сделан вывод о том, что «черные сланцы» с преобладанием гумусового материала в их составе являются образованиями более мелководными, а «черные сланцы», содержащие сапропелевый материал, относятся к образованиям более глубоководным в общих условиях прибрежно-морской седиментации. Различия в исходном материале при низкой буроугольной стадии углефикации органического вещества «черных сланцев» послужили критерием отнесения первых к потенциально газоматеринским, а вторых — к потенциально нефтематеринским толщам. Сделанные выводы подтверждены данными геохимического исследования¹. Доклад вызвал интерес своей новизной.

¹ Более подробно отдельные вопросы разобраны в ряде статей авторов (Тимофеев, Боголюбова, 1978, 2), а также в статьях, переданных для опубликования в 48-м томе Проекта глубоководного морского бурения.

В докладе Р. ван Гайзеля (Van Jizsel, Голландия) «Применение количественной микроскопической углепетрографии для поисков нефти и газа» была охарактеризована разрешающая способность методов определения отражательной способности витринита и флюоресцентной микроскопии применительно к выяснению следующих геологических вопросов: 1 — определение нижней границы нахождения нефти, используя данные обоих методов в качестве палеотермометров; 2 — установление локализации и идентификация рассеянного органического вещества в осадках (типы твердых нефтяных битумов и вещества керогена) для оценки нефтематеринских пород; 3 — распознавание и характеристика различных типов нефтематеринских пород; 4 — экспрессная оценка типов нефтей по керновым пробам; 5 — стратиграфические построения и корреляция профилей по остаткам спор и 6 — определение вторичных доломитов как индикаторов «нижней границы» битуминозных пород. Комбинацию указанных выше методов Р. ван Гайзель предложил именовать «геомикрофотометрия».

Ж. Кхавари-Кхоросани и Д. Г. Марчисон (Khavari-Khorosani, Иран; Murchison, Англия) сообщили данные об использовании оптических свойств (двуотражение, показатель преломления, индекс абсорбции и ее дисперсия) для оценки молекулярной структуры битумов и пиробитумов, позволяющей определять геологическую ситуацию, в которой они образовались. Одновременно в докладе было указано, что молекулярная структура твердых битумов более чувствительна к изменениям палеотемператур, чем структура углей.

В докладах В. Берри (Berry, США) «Применение угольной петрологии в американской индустрии», а также Р. Р. Томпсона и Л. Ж. Бенедикта (Thompson, Benedict, США) «Состав углей и его влияние на коксующуюся способность» было обращено внимание на использование данных петрологии углей в коксовой промышленности.

В докладе М. У. Отте, В. Пфистерера и К. Бурпера (Otte, Pfisterer, Burger ФРГ) «Углепетрография при исследовании каменноугольных месторождений» сообщены результаты использования макро- и микроскопических описаний углей, отражательной способности витринита, состава и строения угольных пластов, а также минералогии тонштейнов к решению вопросов стратиграфии и параллелизации угольных пластов.

VI. Заключение. К настоящему времени достигнуты большие успехи в развитии новых методов исследования микрокомпонентного состава органического вещества и его степени углекислотности с помощью монохроматической и спектральной флюоресцентной микроскопии, которая особенно широко используется в ФРГ, Франции и Голландии при решении кардинальных проблем нефтяной и отчасти угольной геологии.

Благодаря использованию флюоресцентной микроскопии открыты новые вторичные мацералы в угле нефтяного ряда (эксудатинит, флюоринит и др.), а также выявлены новые свойства известных первичных угольных мацералов (различные типы резинита, флюоресцирующие витриниты), имеющие значение при прогнозе коксующихся свойств углей и крепости кокса.

В отличие от предыдущих лет на повестке дня возникли вопросы автоматизации методов определения отражательной способности и количественного подсчета мацералов в угле с целью достижения более высокой разрешающей способности этих методов, используемых при обработке материалов в практических целях. Поводом к этому явился разработанный в США совершенный автоматический рефлектометр, не имеющий аналогов в мире.

В связи с растущими потребностями нефти в различных странах в работе комиссии по применению данных петрологии углей к геологии начали усиленно изучаться битуминозные сланцы континентов и океанов в свете проблем их нефте- и газоматеринского потенциала, а также извлечения из них «сланцевой» нефти.

По-прежнему в работе комиссий преобладают прикладные аспекты углепетрографических исследований. Генетическое направление, развиваемое советскими учеными, активно поддерживается членами комиссий, но пока еще глубоко не проникло в существо разрабатываемых проблем различных комиссий. Это также не нашло отражение в достаточной мере и в докладах на юбилейной сессии. Все заседания комитета и его комиссий проходили в дружественной и деловой обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г. Битуминит (терминологический этюд).— Химия твердого топлива, 1977, № 2.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литол. и полезн. ископаемые, 1978₁, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей (Англия, 1976 г., Бельгия, 1977 г.) Литол. и полезн. ископаемые, 1978₂, № 5.
- Abraham H. Asphalts and Allied Substances, 9th ed., Toronto-New York-London, D. van Nostrand Co., Inc., 1948.

IV МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОНГРЕСС ПО ИЗУЧЕНИЮ БОКСИТОВ, ГЛИНОЗЕМА И АЛЮМИНИЯ

Г. И. БУШИНСКИЙ, Д. А. БАРДОШИ

IV Международный конгресс по изучению бокситов, глинозема и алюминия состоялся в октябре 1978 г. в Афинах (Греция). Председатель оргкомитета конгресса проф. С. С. Августитис (S. S. Augustithis). На конгрессе было около 500 участников из 34 стран, заинтересованных в развитии алюминиевой промышленности. К началу конгресса было опубликовано три тома докладов-статей: IV International Congress for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminium (1978). Из них первые два тома содержат 55 статей по геологии, минералогии, петрографии и геохимии, 10 статей — по методам разведки, добычи, обогащения и экономике бокситов. В третьем томе имеется 32 статьи по технологии извлечения глинозема из бокситов и небокситового сырья и по металлургии алюминия. Вот некоторые новые данные геологического исследования бокситов по странам.

В Греции источником материала для образования бокситовых месторождений области Парнас послужили не только основные и ультраосновные породы, но и сланцы. Это доказываются строением и геохимией латеритов на ультрабазитах Ларма-Локрис и бокситов. Строение бокситов Парнаса мелкооолитовое, стальками такого же боксита (S. S. Augustithis, E. Mack and A. Vgenopoulos). Почвой бокситов Греции служат мелководные известняки — альвеолиновые, орбитолиновые и клипейновые. Образование бокситов ограничивалось этапами регрессий и сопровождалось повышенным содержанием CO_2 в атмосфере. Бокситы Парнаса содержат Cr 0,1%, пилоса 0,3% (Dem. A. Kiskiras). Бокситовые залежи в зоне Парнас-Киона удлиненной формы, северо-восточного простирания. Бокситовый материал был перенесен из области офиолитов и сланцев Восточной Греции на запад и отложен на известняках зоны Парнас-Киона, 46% бокситородных тел третьего горизонта имеют мощность 1—6 м; 2% — мощность 6—9 м и 9—12 м (E. Mack and W. E. Petrascheck). Бокситы Самос метаморфизованы: в восточной его части они превращены в диаспориты, а в западной — в наждаки с остатками диаспора. Пизолиты имеют форму линзочек 1×6 мм. Следовательно, метаморфизм был не только термальный, но и динамический (E. Mposkos). Полифазная подбокситовая брекчия, местами сцементированная оолитовым бокситом, описана на ряде месторождений области Парнас (P.-J. Combes).

Н Югославии на месторождениях Далмации найдены следы пластического течения бокситовых масс и бокситовые диапиры (J. Spnicki). В Черногории различают четыре бокситовых горизонта: триасовый, юрский, меловой и эоценовый. Бокситы всех горизонтов бемитовые, с примесью каолинита, гематита, гетита и анатаза. Отмечается бокситизация глин в карсте (V. J. Djokic et al.). В месторождении Гребник найден редкоземельный минерал неодима синхизит (synchisite). В карсте при вымывании кремнезема в процессе бокситизации происходит миграция многих следовых элементов к основанию залежей, к контакту с известняками почвы (Z. Makdsimović, G. Panto). Бокситы месторождения Горни-Полье в Черногории залегают на закарстованной поверхности известняков ладинского яруса и покрываются карнийскими мергелями с прослоями серого сланца, белого боксита и угля. Процесс бокситизации шел одновременно с карстификацией (S. Pantić et al.). Изучение тяжелых минералов из боксита показало их обломочное происхождение из осадочных, метаморфических и вулканических пород. Пирокластические, как и обломочные, минералы могли быть принесены ветром и после отложения бокситизированы (A. Sušnjić, B. Scavnišar). Латеритная кора выветривания массива габбро близ с. Яблоника в карстовом районе динарид Герцоговины изучена впервые. Площадь массива 15 км², возраст триасовый (ладинский), возраст окружающих пород — от раннего до позднего триаса. Мощность коры от 10 и 40 м. В ее составе преобладают глинистые минералы, встречаются гиббсит и вермикулит. Вероятно, эта кора была источником материала для образования местных бокситов. В других районах Динарид источником глинозема могли быть другие массивы габбро (F. Trubelja).

В бокситах Венгрии описаны разнообразные солиды (J. Hidasi).

В Болгарии проведены опыты по обогащению бокситов с применением силикатных бактерий. Авторы отмечают, что в будущем их метод может быть эффективным (S. Groudev, F. Genchev). Авторами использованы исследования советских микробиологов П. Андреева, Т. Аристовской и др.

В Турции, на востоке Средиземноморской бокситоносной полосы, наиболее крупные месторождения находятся в районе Аксеки — Сейдишехир. По типу они карстовые, возраст их сеноманский, состав бемитовый с примесью гематита и каолинита, происхождение осадочное, обломочное (M. Özlü).

В западной Индии запасы бокситов равны 2000 млн. т, что значительно больше, чем считалось ранее. Переход от базальта в боксит местами постепенный, местами резкий, с непосредственным замещением полевого шпата гиббситом. Содержание следовых элементов в бокситах следующее, г/т: Cu 20; Ni 100—150; Pb 30; V 200 (K. S. Va-

lasubgramanien). На месторождении Футкапахар штата Мадхья-Прадеш найдены латериты и бокситы на аркозовых песчаниках и сланцах гондванского возраста. Ранее здесь были известны латериты только на траппах. Бокситы бобово-оолитовые, слоистые, возможно, переотложенные (K. P. Ghosh, B. C. Dutta). Геохимия бокситов Индии изучена в четырех разрезах: на толентовых базальтах плато, пирокластических фациях вулканических лав, пермских глинах и третичных известняках. Первые два разреза содержат богатые бокситы, остальные — бедные и маломощные (Y. S. Saharasrabuthé). В штатах Орисса и Андхра-Прадеш бокситы развиты на кондалитах на холме Галиконда, мощность бокситового пласта 20 м. Ниже идут каолинизированные (15 м) и далее свежие кондалиты (M. Deb, A. Joshi, M. G. Deshmukh).

В Венесуэле геологами Министерства энергетики в 1973 г. открыт крупный бокситиносный район Пуджигуанос. Он находится в 800 км южнее Каракаса и в 400 км западнее г. Пуэрто-Ордас. Запасы бокситов здесь равны 580 млн. т., с содержанием Al_2O_3 48,4%; SiO_2 , Fe_2O_3 6—8%. Средняя мощность бокситового пласта 9,7 м, местами 16 м. Месторождения разведываются (V. Mendoza, R. S. Siphontes, S. E. Rodrigues).

В трудах конгресса опубликованы и две статьи советских геологов: В. А. Тенякова «О генетической классификации бокситовых залежей Мира» и Ю. Г. Цеховского «О латеритно-почвенном литогенезе как ведущем процессе вторичной латеритизации бокситов». Эти статьи напечатаны и в советских журналах.

В Австралии дополнительно к известным бокситоносным районам Гов, Вейпо и Кимберлей изучен новый район гряды Дарлинг на юго-западе материка. Бокситы латеритные, железистые, гибситовые, пористые, с твердыми и мягкими пизолитами. В бокситах на основных породах много Fe, на гранитах — кварца. На плане участки богатых бокситов находятся внутри бедных. Запасы бокситов на участке Седлебек более 200 млн. т, содержание извлекаемого Al_2O_3 32,2%.

Изучение микроморфологии бокситоносных латеритов из Ганы, Нигерии, Гвинеи-Бисау и Индии позволило А. Minszenty выделить четыре более или менее одновременные стадии их образования: разложения, выщелачивания, неоминерализации и стабилизации.

Часть статей, в том числе три статьи советских геологов и технологов, опубликована в «Траваух...» (1978).

Избран новый состав Бюро ИКСОБА: президент проф. С. С. Августинс; зам. председателя: Д. Бардоши, Г. Де Вайсе, Э. Мак, проф. Ж. Вайт, проф. К. Холтан; генеральный секретарь проф. О. Лаходни-Шарк.

ГИН АН СССР,
Москва
Исследовательский институт цветных металлов,
Будапешт

Дата поступления
5.IV.1979.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1979 ГОД

<i>Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н.</i> Типы распределения элементов в юрских отложениях Таджикской депрессии и их геохимическая подвижность	№ 1
<i>Айбулатов Н. А., Косьян Р. Д., Новикова З. Т., Юркевич М. Г.</i> Экспериментальное исследование переноса тяжелых минералов во взвешенном состоянии в береговой зоне моря	№ 6
<i>Базилевская Е. С., Ильичева Л. В., Степанец М. И.</i> О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана	№ 4
<i>Барташевич О. В., Боголюбова Л. И.</i> Геохимия органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал	№ 2
<i>Бойко Т. Ф., Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Сотсков Ю. П., Зайцев Е. И.</i> Редкие элементы-гидролизаты в осадках на профиле через Тихий океан	№ 3
<i>Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л.</i> Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках спадины Атлантик-II	№ 1
<i>Бушинский Г. И., Шуменко С. И.</i> Песчаный мел и его происхождение	№ 2
<i>Валяшко М. Г., Гурский Ю. Н., Гричук Д. В.</i> О направлении развития химического состава поровых вод в донных отложениях морей и океанов	№ 4
<i>Ван А. В., Колодезников К. Е.</i> Минералогические типы туфов в среднепалеозойских отложениях запада Виллюйской синеклизы	№ 1
<i>Вознесенская Т. А.</i> Фации пелагических известняков в карбоне Юго-Западного Дарваза	№ 6
<i>Волков И. И.</i> Основные закономерности превращения органического вещества в раннем диагенезе современных осадков	№ 4
<i>Выхристюк Л. А.</i> Аморфный кремнезем в донных осадках Байкала	№ 1
<i>Гаврилов Ю. О.</i> О диагенетическом ритмообразовании	№ 4
<i>Гейтнер А. Р., Кураленко Н. П.</i> О формировании состава рыхлых отложений у подножья активных вулканов	№ 5
<i>Гейтнер А. Р., Селезнева М. А.</i> Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии	№ 6
<i>Голубовский В. А., Голубовская Т. Н.</i> Горизонт кремней в среднем карбоне на западе Центрального Казахстана	№ 6
<i>Гонцов А. А., Хрусталева Г. К., Курбатова Э. Г., Панфилов Н. Н.</i> Горючие сланцы Туапсинского района на Кавказе	№ 6
<i>Граммберг И. С., Данюшевская А. И., Лопатин Б. Г., Шелованов Ю. С.</i> Органическая геохимия нижнемеловых отложений восточной части Атлантического океана	№ 4
<i>Дворецкая О. А., Бойко Т. Ф.</i> Распределение редких щелочных элементов и таллия в поверхностном слое осадков Транстихоокеанского профиля	№ 4
<i>Деревягин В. С., Морозов Л. Н., Свидзинский С. А.</i> Строение и особенности формирования галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей	№ 1
<i>Ельцина Г. Н., Лозова Н. Г.</i> Современныe осадки желобов Пуэрта-Рико и Кайман	№ 6
<i>Емельянов Е. М., Кооль Л. В.</i> Перенос эоловой пыли и ее роль в процессах осадкообразования в Атлантическом океане	№ 2
<i>Иванов В. В., Анкудинов Л. А., Щербань О. В., Шкерин Л. М.</i> Литолого-геохимическая характеристика кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное Приохотье)	№ 5
<i>Иванова Н. В., Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г., Коньшева Р. А.</i> Пирокластический материал угленосных отложений Донецкого бассейна и его диагностика	№ 6
<i>Ильин А. В., Волков Р. И., Выдрин В. Н., Забродин В. Е.</i> Западно-Африканская позднедокембрийская — кембрийская фосфатоносная провинция	№ 3
<i>Каплан М. Е.</i> Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, лендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз	№ 5
<i>Лебедев Б. А., Дорощева Т. В., Краснов С. Г., Лебедева Г. В., Петрова Г. В.</i> Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелевокремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири	№ 2

- Левин В. И., Константиновский А. А., Прокопчук Б. И.* Изучение обломочного кварца для палеогеологических реконструкций (на примере рифейских толщ севера Сибири) № 2
- Левитан М. А.* Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения) № 5
- Лейн А. Ю., Логвиненко Н. В., Сулержицкий Л. Д., Волков И. И.* Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива № 1
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Аутигенные минералы в осадках Мирового океана № 4
- Лукьянова В. Т., Лукьянов А. В.* Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа № 2
- Малеев Е. Ф., Петрова М. А., Фролов В. Т., Хворова И. В., Щербакова М. Н.* Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород № 2
- Мальцева А. К., Крылов Н. А., Абрамова Л. Б.* Юрская песчано-глинистая формация Амударьинской синеклизы № 4
- Маргулис Е. А.* Эволюционный ряд типов граувакк на примере палеогеновых отложений о. Сахалина № 1
- Михайлов Б. М., Куликова Г. В., Земов В. А.* К вопросу о генезисе бокситов бассейна р. Кары (Полярный Урал) № 5
- Муравьев В. И., Воронин Б. И.* Особенности состава цеолитов глауконитово-кремнистой формации и проблема классификации группы клиноптилолита — гейландита № 2
- Негруца Т. Ф.* Валунно-галечные конгломераты раннего докембрия и проблема тиллитов в восточной части Балтийского щита № 1
- Пашалы Н. В., Хейров М. Б.* Глинистые минералы продуктивной и красноцветной толщ мелководных зон Южного Каспия № 5
- Писарчик Я. К., Голубчина М. Н.* Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе? № 6
- Полонская Б. Я., [Розонова Е. Д.], Андрианова А. Г.* О литофациальных особенностях и постседиментационных изменениях в нефтеносных карбонатных отложениях № 6
- Поплавский И. Т.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Санта-Люсия и Кастельяно в Республике Куба № 2
- Пушкина Э. В., Степанец М. И., Яшкичева В. И.,* Основной химический состав иловых вод из осадков рассолоносных впадин Красного моря № 4
- Ратев М. А.* Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклиналиных зонах № 5
- Рекишинская Л. Г., Феофилова А. П.* Изменения ископаемых почв каменноугольного возраста Донбасса в катагенезе — начальном метagenезе № 3
- Рожков Г. Ф.* Гранулометрическая зрелость песков № 5
- Савко А. Д., Щеголев И. Н.* Эпохи корообразования в докембрии Воронежского массива № 1
- Сапожников Д. Г.* Вопросы осадочного рудообразования в трудах Н. М. Страхова № 4
- Сафронов В. Т.* Углеродсодержащие породы свиты хизовара (Северная Карелия) и условия их происхождения № 6
- Симанович И. М.* Калиевый полевой шпат в океанических базальтах № 1
- Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Базилевская Е. С., Гордеев В. В.* Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость) № 3
- Сорокин В. И., Власов В. В., Варфоломеева Е. К., Урасин М. А.* Влияние среды на формирование состава глауконита № 6
- Степанов И. С., Сычкин Г. Н.* К проблеме происхождения экзотических галек и валунов на западном склоне Среднего и Северного Урала № 6
- Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Проблема энергетики осадочного процесса № 1
- Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ерошев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И.* Особенности современного гидротермального литогенеза. I. Наземный гидротермальный литогенез № 6
- Харин Г. С., Солдатов А. В.* Фосфориты открытой части Атлантического океана № 2
- Харин Г. С., Зангалис К. П.* Глинистые минералы красноцветной толщи Фареро-Исландского порога (Северная Атлантика) № 3
- Холодов В. Н., Недумов Р. И.* К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья № 3
- Холодов В. Н.* Вклад академика Н. М. Страхова в развитие геохимии осадочных пород № 4
- Холодов В. Н., Недумов Р. И., Лубченко И. Ю.* Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в размерных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья № 6
- Хотин М. Ю.* Вероятный источник кремнезема геосинклиналиных кремнистых формаций № 3
- Эпштейн О. Г.* О механизме слоеобразования в морских терригенных накоплениях № 2

<i>Япаскурт О. В.</i> О проявлениях бластеза в песчаниках перми и мезозоя некоторых участков Западного Верхоянья	№ 5
<i>Яржемский Я. Я., Доливо-Добровольский А. В.</i> О перспективах поисков калийных солей в кембрийских отложениях Восточной Сибири	№ 2

Краткие сообщения

<i>Азими Н., Довгаль Ю. М., Матвеев П. С., Морозов Г. В., Чальян М. А., Шелкопьяс В. Н.</i> Корреляция мезозойских карбонатных отложений юга нагорья Хазараджат (Афганистан) по данным термолюминесцентного метода	№ 3
<i>Ким Ю. И.</i> О распределении галлия в бокситах Северного Казахстана	№ 6
<i>Клекль Л. В.</i> Закономерности размещения шамозитов в бокситах Белгородского района КМА	№ 3
<i>Краснобаев А. А., Гвоздик Н. И.</i> Циркон докембрийских пород Центрального Казахстана (в связи с радиохронологическим изучением)	№ 5
<i>Кудрявцев Д. И.</i> О преобразовании интерстиционного стекла в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы	№ 2
<i>Курбацкая Ф. А.</i> О положении верхней границы позднего метагенеза на Западном Урале	№ 1
<i>Мизенс Г. А.</i> Рудопроявление марганца в нижнепермских отложениях Среднего Урала	№ 5
<i>Осипова А. И., Страхов Н. М.</i> — педагог и организатор	№ 4
<i>Розанов А. Г., Сидоренко Г. А., Зайцева Г. М.</i> Еще раз о канзите и маккинавите	№ 2
<i>Сорокин В. М., Мелкумян С. А.</i> Кора выветривания тальк-хлоритовых пород Северо-Онежского бокситоносного района	№ 6
<i>Фролов В. И., Бодунов Е. И., Колодезников К. Е., Изосимова А. Н.</i> О генезисе Сылгы-Бастахского нефтоида	№ 2
<i>Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л.</i> Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана	№ 2
<i>Юргайтис А. А., Юозапавичюс Г. А.</i> Литологические критерии определения генезиса четвертичных песчаных и песчано-гравийных отложений	№ 5

Методика

<i>Гусейнов А. А., Яньшина Н. А.</i> К методике поисков литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек нефти и газа	№ 1
<i>Дмитрик А. Л., Дриц В. А., Сивцов А. В., Хворова И. В., Штеренберг Л. Е.</i> Опыт электронно-микроскопического изучения железистых кварцитов	№ 2
<i>Ежова А. В.</i> Роль геохимических показателей для палеогеографических реконструкций верхнемеловых пород Западной Сибири	№ 2
<i>Кац М. Я., Долгопольская Е. Ф.</i> Количественный анализ гетерогенности минералов с размером зерен 5—50 микрон методом ступенчатого изменения плотности	№ 6
<i>Лубченко И. Ю., Ильичева Л. В., Гусарева А. И., Турочкина Н. М.</i> Влияние валового состава на результаты количественного спектрального определения микрокомпонентов при анализе осадочных пород и руд	№ 2

Критика и дискуссии

<i>Логвиненко Н. В., Николаева И. В., Волков И. И.</i> О соотношении обломочного и аутигенного глауконита в современных осадках океана	№ 3
--	-----

Хроника

<i>Афанасьева И. М., Даныш В. В., Ткачук Л. Г.</i> Вопросы литологии на XI конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации	№ 1
<i>Бушинский Г. И., Бардоши Д. А.</i> IV Международный конгресс по изучению бокситов, глинезема и алюминия	№ 6
<i>Вассович Н. Б., Бурлин Ю. К., Карнюшина Е. Е.</i> О Всесоюзном семинаре «Осадочные формации и их нефтегазоносность»	№ 3
<i>Занин Ю. Н.</i> Рабочее совещание по проекту «Фосфориты протерозоя и кембрия в Австралии (август, 1978 г.)	№ 5
<i>Косовская А. Г., Петрова В. В.</i> Всесоюзный семинар «Геология, генезис и использование цеолитов» (Звенигород, 1978 г.)	№ 1
<i>Левитан М. А.</i> III Всесоюзная школа по морской геологии	№ 3
<i>Теняков В. А.</i> О международном совещании по бокситам и глинам на Ямайке	№ 2
<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Юбилейная сессия Международного комитета по петрологии углей и очередные заседания его комиссий	№ 6
<i>Ткачук Л. Г., Хрущов Д. П.</i> Проблема определения возраста, дифференцирования и корреляции соленосных толщ	№ 2
<u>Владимир Пантелеймонович Казаринов</u>	№ 1
Владимир Сергеевич Трофимов (К 80-летию со дня рождения)	№ 2
Содержание журнала за 1979 год	№ 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**, **В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,
O. I. LUNEVA, **B. M. MICHAÏLOV**, **A. B. RONOY**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**, **V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.10.79 Подписано к печати 06.12.79. Т-20527 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. л. 15,3 Бум. л. 5,0 Тираж 1305 экз. Зак. 4741

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Гелецян Г. Г. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА. (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 197). 1974. 168 с. 1 р. 47 к.

В работе детально рассмотрены условия формирования, постседиментационных изменений и метаморфизма рифейских вулканогенно-осадочных толщ Игарско-Туруханского района. Впервые дается оценка роли вулканических процессов при осадконакоплении в рифейское время этого района. Приведены методические разработки по реконструкции первичных осадков метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований.

Книга рассчитана на литологов, вулканологов и геологов, работающих в области развития вулканогенно-осадочных пород.

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРСКИХ РАВНИН. Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. (Труды Института геологии и геофизики. Вып. 104). 1971. 140 с. 1 р. 17 к.

В сборнике помещены статьи, помогающие решению ряда дискуссионных проблем четвертичной геологии сибирского севера — арены интенсивного хозяйственного освоения в ближайшие годы. Основные материалы, приводимые в сборнике, получены при изучении стратиграфии и образования плейстоценовых (четвертичных) отложений Западной Сибири и запада Тайширской низменности. Изложены результаты исследования органических остатков (споры, пыльца, диатомовые водоросли) из опорных разрезов. Приводится ревизия интерпретации образования некоторых горизонтов; намечены литолого-минералогические показатели происхождения отдельных типов пород; выявлен ряд фаз развития растительности в межледниковые эпохи и этап расселения байкальских диатомовых в каргинское время.

Книга представляет интерес для стратиграфов, палеогеографов, географов, изыскателей, палинологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазина «Книга-почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 262030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, 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; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.