

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ

И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1983

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Тимофеев П. П., Щербаков А. В., Ильин В. А.</i> Энергетика седиментогенеза Мирового океана	3
<i>Осовецкий Б. М.</i> Процессы накопления тяжелых минералов в крупнообломочном аллювии	17
<i>Жмур С. И., Емец Т. П., Барташевич О. В., Корнилина В. Е., Ермакова В. И.</i> Сланценозные горизонты Волжского бассейна	26
<i>Кропачева С. К., Пономарев В. Е.</i> К вопросу о природе сероносных карбонатов	36
<i>Кореневский С. М., Захарова В. М., Шамахов В. А.</i> Верхнесилурийская галогенная формация Приднестровского прогиба	49
<i>Ашихмин А. А., Кузнецов С. В., Шмариович Е. М.</i> О сохранности и концентрации уранового оруденения в корях выветривания	58
<i>Елисеев В. И.</i> О происхождении некоторых докембрийских золото-урановых месторождений	69
<i>Колий В. Д.</i> Вулканизм и железнакопление в нижнем протерозое Вольнского геоблока (Украинский щит)	84
<i>Баланчивадзе С. Г.</i> Фациальные особенности торфообразования в Ткибули-Шаорском месторождении в юрское время	93
<i>Блажчищин А. И., Ратеев М. А., Хеиров М. Б.</i> Провинции глинистых минералов и факторы их формирующие в современных осадках Гданьского бассейна	102
<i>Скорнякова Н. С.</i> Региональные вариации состава железомарганцевых конкреций Индийского океана	117

Краткие сообщения .

<i>Дунаев В. А.</i> Закономерности размещения сидеритов в Бакальском районе (Южный Урал)	129
--	-----

Методика

<i>Зильберштейн А. Х., Кашик Д. С., Ромм Р. М.</i> Метод количественной оценки формы песчаных зерен	134
<i>Бессонов О. А.</i> Метод расчета скорости водной эрозии пород континентов	137

Хроника

<i>Андрей Сергеевич Соколов</i>	142
---	-----

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Shcherbakov A. V., Iljin V. A.</i> Energetics of the World Ocean sedimentogenesis	3
<i>Osovetsky B. M.</i> Processes of heavy minerals accumulation in the coarseclastic alluvium	17
<i>Zhmur S. I., Emets T. P., Bartashevich O. V., Kornilina V. E., Ermakova V. I.</i> , Shale-bearing horizons of the Volga basin	26
<i>Kropacheva S. K., Ponomarev V. E.</i> On nature of sulphur-bearing carbonates	36
<i>Korenevsky S. M., Zakharova V. M., Shamakhov V. A.</i> Upper Silurian halogen formation of the Dniester depression	49
<i>Ashikhmin A. A., Kuznetsov S. V., Shmariovich E. M.</i> On preservation and concentration of uranium mineralization in the weatherng crusts	58
<i>Eliseev V. I.</i> On origin of some Precambrian gold-uranium deposits	69
<i>Koliy V. D.</i> Volcanism and ferrum accumulation in the lower Proterozoic of the Volyn' block (Ukrainian shield)	84
<i>Balanchivadze S. G.</i> Facies peculiarities of peat-formation in the Tkibuli-Shaor deposit in the Jurassic time	93
<i>Blazhchishin A. I., Rateev M. A., Kheirov M. B.</i> Provinces of clay minerals and factors controlling their formation in recent sediments of the Gdan' basin	102
<i>Skornyakova N. S.</i> Regional variations of the composition of Fe-, Mn-nodules in the Indian Ocean	117
<i>Brief communications</i>	
<i>Dunaev V. A.</i> Regularities of siderite distribution in the Bakal region (Southern Urals)	129
<i>Methods</i>	
<i>Zilbershtein A. Kh., Kashik D. S., Romm G. M.</i> Method of qualitative estimation of the shape of sand grains	134
<i>Bessonov O. A.</i> Method of calculation of water erosion rate of continental rocks	137
<i>Chronicles</i>	
<i>Andrei Sergeevich Sokolov</i>	142

УДК 550.41 : 551.3

ЭНЕРГЕТИКА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА МИРОВОГО ОКЕАНА**ТИМОФЕЕВ П. П., ЩЕРБАКОВ А. В., ИЛЬИН В. А.**

Впервые дана количественная оценка потенциальной энергии общей массы вещества, поступающей в бассейны седиментации с континентов, при подводных извержениях и гидротермальной деятельности. Приводятся результаты расчетов и обоснования существующего дисбаланса между массами транспортируемого вещества с континентов в океаны и веществом, поступающим в районах срединно-океанических хребтов. Расчеты показали близость земной коры к изостатическому равновесию.

ВВЕДЕНИЕ

За прошедшее двадцатилетие в науке о процессах седиментогенеза, включающих мобилизацию исходного вещества, его перенос и седиментацию в конечных водоемах стока, произошел огромный сдвиг. Основную роль в этом сыграл высокий уровень исследований отечественных и зарубежных ученых.

В нашей стране широкое развитие получило генетическое направление как в теоретической геологии, так и в современной осадочной геохимии, благодаря чему наука о седиментогенезе поднялась на новый, более высокий уровень. Становление генетического направления в разработке глобальной теории формирования осадочных пород и стадийной локализации различных химических компонентов связано с именами Ю. А. Жемчужникова [6], Н. М. Страхова [14, 15], Л. В. Пустовалова [13], П. П. Тимофеева [16, 17], А. П. Лисицына [9, 10], А. Г. Коссовской [7, 8], В. Н. Холодова [20, 21] и др.

В основе этого направления лежит широкий историко-генетический подход к природным явлениям, позволяющий выяснить условия накопления осадков в водной среде с последующим преобразованием их в горные породы и полезные ископаемые [3]. Такой подход возможен при условии глубокого проникновения в вещественный состав первичных осадков и горных пород на базе новейших физико-химических методов, в том числе методов изучения экзогенных и эндогенных источников энергии, управляющих осадочным процессом [22].

Известно, что процессы осадконакопления идут при непосредственном участии солнечной энергии, однако направленность их прямо противоположна гипергенезу, так как в результате процессов переноса и осаждения вещества создаются специфические условия для возникновения качественно нового осадка на ином энергетическом уровне, с иной эволюцией как химического состава, так и термодинамических параметров [18]. Только такой подход позволяет рассматривать механизм возникновения и переход первичных осадков в осадочные породы как закономерную смену в пространстве и времени стадий гипергенеза стадиями переноса, седиментации и сингенеза (седиментогенез), диагенеза, катагенеза и последующего метаморфизма (литогенез). В указанной идеальной последовательности стадии невозможно поменять местами, поскольку при гипергенезе идет подготовка исходных веществ, на стадиях седиментогенеза — процесс осадконакопления, а на следующих стадиях литогенеза — формирование осадочной породы и завершение однажды начавшегося процесса. Только на самой последней стадии, при метаморфизме, формируются минералы и свойства породы, сходные с первичной — магматической. Однако этот сложный процесс, как известно, может нарушиться наложением иных факторов (вулканизмом, выведением

осадков и пород на дневную поверхность и т. п.), что приводит к осложнениям осадконакопления и породообразования. Преимущество такого метода изучения осадочного процесса очевидно, так как, с одной стороны, выявляется непосредственная связь с возникновением и эволюцией земной коры, с другой — несравненно четче выступают связи эндогенных и экзогенных источников энергии. Тесное переплетение указанных источников энергии в эволюции Земли несомненно. Представляется, что предлагаемая нами методика подхода к изучению геологических и геохимических процессов актуальна. Она позволит, если не решить проблему соотношения эндогенных и экзогенных факторов обмена масс и энергии в глобальном плане, то во всяком случае прольет свет на отдельные ее стороны. В первую очередь должна быть изучена энергетика частных систем осадочной оболочки Земли с выделением при этом ведущих и второстепенных в энергетическом отношении процессов. Количественная оценка некоторых из них, возможно, дело будущего. Так или иначе мы ставим перед собой цель всестороннего анализа рассматриваемых процессов и возможностей их количественной оценки, указывая при этом на вынужденные допущения в силу отсутствия или невозможности получения на данном этапе исследования необходимых сведений. Такой подход в конечном счете дает возможность вплотную подойти к проблеме создания структуры энергетического баланса Земли с количественной оценкой отдельных ведущих процессов. Очевидно, что успешное решение поставленной задачи требует приложения усилий специалистов из различных областей знаний и, как все больше выясняется, из областей, часто лишь косвенных с наукой о Земле. Не секрет, что самые значительные работы современности, граничащие с открытиями, да и сами открытия, сделаны на стыке наук. Поэтому сделанные нами и другими авторами количественные оценки отдельных процессов не должны априорно приниматься или отвергаться. Мы надеемся, что обсуждение появляющихся в литературе энергетических оценок всегда будет сопровождаться описанием принимаемых новых методик и допущений с количественными выкладками результатов расчетов.

ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМЫ ПЕРЕНОСА МАСС ВЕЩЕСТВА

Вещество, подготовленное гипергенными процессами за счет разрушения массивных коренных пород, осадочных отложений, почв и органических остатков, поступает с континентов в бассейны седиментации путем переноса в водной, воздушной и ледовой средах. Минеральный состав поставляемых в Мировой океан колоссальных масс вещества чрезвычайно разнообразен, что отражает особенности горных пород верхней части континентальной коры. По-видимому, можно выделить три основных источника мобилизации исходного вещества.

Первым источником являются магматические и осадочные породы континентальных блоков и океанических окраин. Магматические породы представлены в основном гранитами и гранодиоритами; они включают преимущественно светлоокрашенные минералы (полевые шпаты, кварц и др.). Базальтовые лавы имеют подчиненное значение и встречаются в виде плоских тел, покрывающих большие площади на континентах [5]. Среди осадочных пород, по данным А. А. Беуса [2], преобладают глины и глинистые сланцы (53%), затем песчаники и пески (25,4%), карбонаты (20,8%) и эвапориты (0,8%). Осадочные породы занимают около 80% поверхности континентов [5].

Важнейшим механизмом мобилизации и переноса вещества с континентальных водосборов являются поверхностные и подземные воды, движущиеся от областей питания к местам дренирования через речную сеть в моря и океаны. Количество взвешенного вещества составляет $18,3 \cdot 10^{15}$ — $18,5 \cdot 10^{15}$ г/год [5, 9].

Вторым источником следует считать вулканические острова, которых насчитывается несколько сотен. Вещество, поступающее с вулканических островов, более однообразно по минеральному составу и принадлежит

к двум существенно различным типам: андезитовому и базальтовому [15]. Однако механизм транспортировки вещества резко отличается от континентальной области. Здесь преобладает воздушный перенос с максимальной высотой выброса 30—40 км. При этом крупный материал выпадает вблизи кратера в радиусе не более 100 км.

При воздушном переносе имеет место четкая сортировка вещества по крупности: алевритовый материал (1—0,01 мм) оседает в радиусе 100—200 км от кратера, а пелитовый (<0,01 мм) — в радиусе 2000—10 000 км. Ежегодная поставка андезито-дацитовый пирокластик, почти не затронутой гипергенными процессами, оценивается в 2—3·10¹⁵ г/год [9].

Третьим источником осадочного вещества является базальтовый вулканизм дна океана. Этот источник стал приниматься во внимание срав-

Общее количество вещества, поступающего в океаны, 10¹⁵ г/год

Снос с суши терригенного материала в океан	По Р. Гаррелсу и Ф. Маккензи [5]	По А. П. Лисицыну [9]	Среднее
Взвешенный сток рек	18,30	18,53	18,41
Ледниковый сток	2,00	1,50	1,75
Эоловый материал	0,06	1,60	0,83
Абразия берегов и дна	0,25	0,50	0,37
Вулканический материал	0,26	2,03	1,14
Сток растворенного вещества	4,20	3,20	3,70
Сумма	25,07	27,36	26,21

нительно недавно, и мощность его оценить пока весьма трудно. Последнее связано с тем, что излияния базальтов происходят спокойно, причем на водной поверхности океанов это никак не проявляется. Масса базальтов оценивается величиной 1,1·10¹⁶ г/год [11].

Сравнивая глобальные механизмы переноса массы вещества к бассейнам седиментации, очевидно, предпочтение следует отдать взвешенному стоку рек, но роль его неоднозначна для различных океанов. Доминирующая роль речного стока в сносе вещества в океаны ни у кого не вызывает сомнения, однако мнения о его величине расходятся. Наиболее приемлемы данные развернутого баланса масс вещества, переносимого в океаны, приведенные в таблице; заимствованы из работ Р. Гаррелса, Ф. Маккензи [5] и А. П. Лисицына [9]. Частично использованы данные и других исследователей (О. А. Алекина [1], А. П. Виноградова [4] и др.).

Химический сток формируется в полном соответствии с законами растворимости участвующих в реакции веществ. Об интенсивности ионного стока можно судить по количеству и вещественному составу растворенных компонентов, поступающих в океан. Согласно О. А. Алекину [1], ионный сток в Мировой океан равен 3,2·10¹⁵ г/год.

Последним химическим источником осадочного материала следует считать гидротермальную деятельность на дне акватории. Этот источник является не только поставщиком вещества, но и механизмом обмена энергией с глубокими недрами Земли.

Многообразие и сложность явлений, происходящих на больших глубинах, недоступных для непосредственного наблюдения, весьма затрудняют изучение механизма движения напорных растворов. Имеющаяся информация показывает, что проявления гидротермальных растворов в виде масс избыточных летучих характерны для областей активного вулканизма межконтинентальных рифтовых зон (Красное море, Калифорнийский залив и др.). Выносимое при этом в акватории тепло не является производной фонового кондуктивного теплового потока, а обусловлено воздействием восходящих конвективных потоков при внедрении глубинного теплоносителя магмы и надкритического флюида в верхнюю часть земной коры [23].

Можно выделить три основных механизма осадконакопления масс вещества в океанических бассейнах: гравитационный, хемогенный и биогенный. Гравитационный механизм осадконакопления является ведущим, так как основная часть поставляемого материала — твердое вещество. Два других механизма связаны с химическим стоком преимущественно карбонатного вещества и кремнезема.

В настоящее время хемогенному механизму отводится второстепенная роль, так как 95% современных карбонатных осадков биогенного происхождения. По подсчетам А. П. Виноградова [4], растворенного органического вещества в океане содержится $4 \cdot 10^{18}$ или $2 \cdot 10^{18}$ г $S_{орг}$. Накопленный материал обнаруживает определенные закономерности в распределении биогенных минералов как по широте, так и по глубине. Максимальная концентрация карбонатов приурочена к аридным экваториальным зонам (более 90%), даже здесь они не встречаются ниже критической глубины (4,5 км, хотя в экваториальных областях эта глубина равна 5—6 км).

В отличие от кальцита накопление кремнезема происходит не в пелагиали, а на шельфах и в зонах апвеллинга — при ежегодном выносе реками аморфного кремнезема $0,46 \cdot 10^{15}$ г в пелагиали накапливается только $0,172 \cdot 10^{15}$ г, т. е. 37,4% от стока. Кремнистые отложения шельфа сконцентрированы в гумидных областях, в аридных же — приурочены исключительно к апвеллингам. В пелагиали отчетливо выделяются три пояса кремнезема — два в умеренных широтах и один экваториальный.

Осаждение биогенных минералов связано с жизнедеятельностью двух групп планктонных организмов — фораминифер и нанопланктонных водорослей — кокколитофорид. Ведущую роль в выпадении в осадок опала играют диатомовые водоросли, в меньшей степени — радиолярии и спикулы губок. Осадки поверхностного слоя океана содержат около 4,6% аморфного кремнезема, однако в целом для осадочной толщи его вдвое меньше, что, вероятно, связано с диагенетическим его перераспределением. Возможность осаждения биогенных минералов связана со способностью концентрирования отдельных ионов живыми организмами. При этом выпадение минералов из растворов происходит в соответствии с химическими законами.

В Мировом океане существуют буферные химические равновесия: карбонатное, кремниевое, фосфатное и др., которые управляют скоростью и масштабами выпадения минералов из раствора или их растворением. Карбонатное равновесие, например, четко реагирует на количество растворенной CO_2 , которая идет на фотосинтез и образование угольной кислоты, диссоциаты же ее, извлекая из воды Ca и Mg, образуют карбонаты. Уменьшение в растворе CO_2 в дневное время, связанное с повышением температуры и усилением расхода ее на фотосинтез, приводит к диссоциации гидрокарбонат-иона и выпадению в осадок карбоната Ca(Mg). В ночное время происходит обратный процесс. Такая закономерность справедлива и для сезонных колебаний, в общем же случае наблюдается осаждение карбонатов в летнее время и растворение в зимнее. Такой же эффект имеет место и при региональных изменениях климата (оледенение) и при усилении потребления человечеством горючих полезных ископаемых как источника энергии.

При образовании аутигенных минералов химические и биохимические факторы тесно переплетаются. В случае биогенных минералов роль живого вещества и результатов его жизнедеятельности очевидна, чего нельзя сказать относительно хемогенных, которые выпадают из придонных вод. Вероятно, их вклад в энергетику процесса седиментации все же недооценивается. В подтверждение этого тезиса вернемся к химическому составу растворенного вещества, поступающего в океан. Из всех растворенных компонентов более или менее четко можно говорить о судьбе карбонатного и кремниевого материала, а это лишь половина

химического стока ($1,82 \cdot 10^{15}$ из $3,2 \cdot 10^{15}$ г). Более того, здесь не учтено поступление вещества при фильтрации вод глубокой циркуляции в породы дна океанов и при подводных излияниях, на что мы хотим еще раз обратить внимание. Это вещество, видимо, должно выпасть в осадок чисто химически (хотя мы не отвергаем возможности участия термофилов, роль которых в свете последних данных все более повышается). Мы исходим из того факта, что, хотя минерализация вод в разных точках и на разных глубинах океана неодинакова, в целом она все же постоянна во времени и равна в среднем 35%.

Поразительно постоянство соотношений главных ионов как в различных частях площади океана, так и по глубине. Такое же постоянство мы наблюдаем для соотношений между собой газов в атмосфере. Эти факты не могут быть случайными совпадениями и, вероятно, свидетельствуют об установившихся соотношениях скоростей процессов, генерирующих те или иные компоненты. Наша задача — выявить эти процессы и оценить их мощность. Последнее, вероятно, наиболее сложно. На сегодня нам больше известно о биологической деятельности, чем о гидротермальной и магматической на дне водоемов. Поэтому, выявив масштабы биохимической продукции, все остальное мы вправе относить за счет химической. Такая оценка, конечно, будет ориентировочной, однако она необходима и, на наш взгляд, послужит толчком для дальнейшего выяснения роли хемогенного фактора в седиментации.

По нашим ориентировочным расчетам, масса вод и водяного пара, выносимых на поверхность в результате гидротермальной деятельности, составляет $5 \cdot 10^{16}$ г/год. Вероятно, аналогичная деятельность в пределах ложа акваторий приводит к неменьшему эффекту, принимая во внимание, что вулканическая деятельность здесь более чем в 4 раза интенсивнее, чем на континентах и в областях переходного типа. Тогда при средней минерализации 20 г/л на дне океана ежегодно будет оседать 10^{15} г минерального вещества, что сопоставимо с химическим стоком с континента. Таким образом, хемогенным путем в океане должно осаждаться вещество массой около $2,38 \cdot 10^{15}$ г/год. Однако для оценки энергетического эффекта важно знать, в форме каких минералов это вещество будет присутствовать в осадке.

Активная гидротермальная деятельность обнаруживается в пределах рифтовых зон. Протяженность мобильных хребтов в Мировом океане порядка 60—80 тыс. км при ширине 300—3000 км. В данном случае нас интересует процесс осаднения минералов при контакте гидротермального раствора с морской водой, а не при выщелачивании последней горячего базальта или прогретого осадка. Такое разделение механизмов гидротермального минералообразования создает определенные трудности. Для наших целей более подходят осадки Красного моря. Если их скорректировать на экспериментальные данные по синтезу минералов, вероятно, следует ожидать преобладания в осадках аморфных кремнезема, гидроокислов Fe и Mn, в меньшей степени — сульфатов и глинистых минералов (иллит, Fe-монтмориллонит). Общая их масса должна быть близка 10^{15} г/год.

Вне зоны влияния гидротерм из придонных вод химическим путем, согласно современным данным, будут кристаллизоваться: а) в мелководных условиях с редукционной зоной — силикаты (шамозит, глаукоцит), карбонаты (родохрозит, кальцит), возможно, Fe—Mn-конкреции, б) в более глубинных условиях без редукционной зоны — гидроокислы Fe и Mn, галюиды, цеолиты (филлипсит), глинистые минералы (смешанослойные, монтмориллонит, хлорит, иллит, с преобладанием первого). Их масса, согласно общей оценке, приведенной выше, близка к $1,38 \cdot 10^{15}$ г/год, за вычетом биогенных карбонатов и кремнезема. Относительно массы гидротермальных минералов, образующихся по второму механизму, т. е. на контакте горячих базальтов или осадков с морской водой, имеющиеся сведения весьма отрывочны. В последнее время этот тип минералообразования изучен в отдельных местах осевых частей средних хребтов и на дне и склонах рифтовых долин.

ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПЕРЕНОСА И СЕДИМЕНТАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Подобная оценка, очевидно, должна исходить из единственно верной предпосылки — все процессы переноса и осаждения вещества в конечных водоемах стока совершаются в гравитационном поле Земли, и, следовательно, перераспределение масс будет приводить в первую очередь к изменению потенциальной энергии (с точки зрения механики). Логично все процессы разделить на три группы: 1) приводящие к убыли потенциальной энергии (снос вещества с континента), 2) приводящие к увеличению потенциальной энергии (вулканизм и гидротермальная деятельность на дне акваторий) и 3) не влияющие на потенциальную энергию (кристаллизация вещества из растворов).

Поэтому в общем случае приемлемой окажется оценка работы, совершающейся либо силой гравитации, либо против нее. Из описанного выше ясно, что дополнительная работа переноса вещества донными течениями или мутьевыми потоками (работа трения) оценена быть не может в силу отсутствия необходимых сведений или их невысокой достоверности. Тем не менее, мы должны ее иметь в виду и по возможности учесть в связи с другими процессами. Например, перенос вещества на дне океанов должен войти в оценку энергии океанических течений. Это будет справедливо, поскольку в рассмотренном случае твердый материал будет составлять лишь доли процента по сравнению с перемещающимися массами вод.

Расчеты изменения потенциальной энергии производились с учетом потери веса осажденного вещества в воде по формуле

$$\Delta E = Mgh_1 + (M - M_0)gh_2, \quad (1)$$

где ΔE — изменение потенциальной энергии при перемещении вещества к бассейну седиментации; M — масса перемещающегося вещества; M_0 — масса морской воды, вытесненная объемом осадка ($M_0 = M \rho_0 / \rho$), ρ_0 — плотность воды $\approx 1,0$ г/см³, ρ — плотность вещества осадка $\approx 2,5$ г/см³; g — ускорение свободного падения (9,81 м/с²), h_1 — средняя высота континента (0,8 км); h_2 — глубина погружения осадка.

Тогда по итогам исследований работы силы тяжести можно сделать следующие выводы (фиг. 1).

1. Для грубообломочного вещества (>1 мм) масса составляет $1,65 \cdot 10^{15}$ г/год [9] в основном за счет умеренно гумидных ($0,90 \cdot 10^{15}$ г) и ледовых ($0,75 \cdot 10^{15}$ г) провинций. Приняв среднюю высоту континентов за 0,8 км, а глубину погружения массы (седиментации) за 0,1 км, получим потерю веществом потенциальной энергии $\approx 0,044 \cdot 10^{10}$ Вт.

2. Для песчано-алевритовой фракции (1—0,01 мм) общей массой $6,62 \cdot 10^{15}$ г/год, поставляемой в основном из экваториальной гумидной провинции ($3,8 \cdot 10^{15}$), при погружении ее под уровень Мирового океана в среднем на 0,5 км получим потерю потенциальной энергии порядка $\approx 0,215 \cdot 10^{10}$ Вт.

3. Для пелитовой фракции ($<0,01$ мм) при общей массе ее поступления $16,84 \cdot 10^{15}$ г/год в основном также из экваториальной гумидной провинции ($15,2 \cdot 10^{15}$ г/год) при погружении на глубину 2,0—4,5 км аналогичный расчет дает потерю потенциальной энергии, оцениваемую величиной $1,049$ — $1,835 \cdot 10^{10}$ Вт.

4. Для ионного стока ($3,2 \cdot 10^{15}$ г/год), считая глубину погружения около 4,0 км, имеем потерю в энергии $\approx 0,324 \cdot 10^{10}$ Вт.

Таким образом, при переносе и седиментации в акваториях твердого и растворенного вещества в поле гравитации совершается работа по убыли потенциальной энергии, численно равная $1,632$ — $2,418 \cdot 10^{10}$ Вт: в среднем $\approx 2,025 \cdot 10^{10}$ Вт.

Оценка изменения потенциальной энергии при подводных извержениях в районах срединно-океанических хребтов производилась согласно закона сохранения масс, который можно выразить следующим уравне-

нием:

$$\Delta\rho dV = dMb. \quad (2)$$

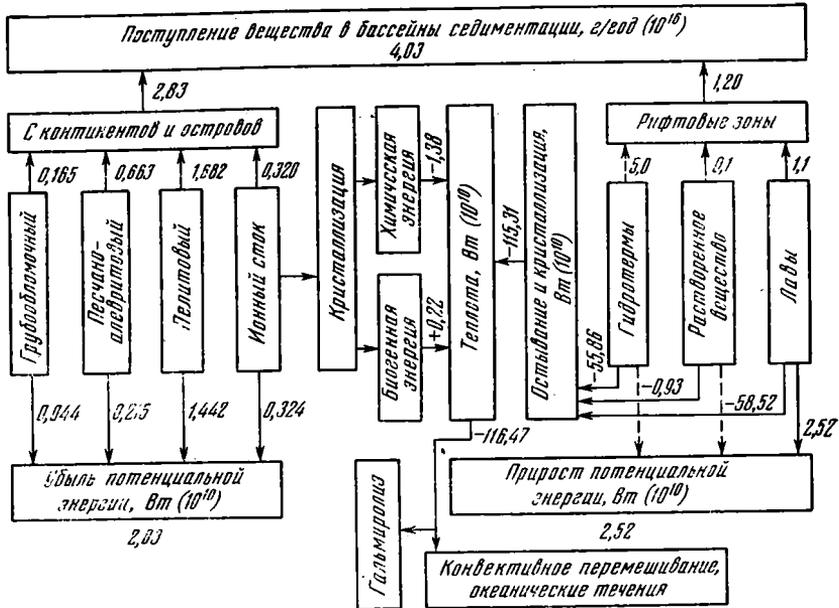
Здесь $\Delta\rho$ — изменение плотности вещества астеносферы при извержении базальтов ($\Delta\rho = \rho_a - \rho_b$), ρ_a — плотность астеносферы $\approx 3,4$ г/см³, ρ_b — плотность базальтов $\approx 2,7$ г/см³, dV — прореагировавший объем, dMb — масса базальтов $\approx 1,1 \cdot 10^{16}$ г. Тогда

$$dV = \frac{dMb}{\Delta\rho} = \frac{1,1 \cdot 10^{16}}{3,4 - 2,7} = 1,375 \cdot 10^{16} \text{ см}^3.$$

Изменение потенциальной энергии при извержении определяется из соотношения

$$E = \Delta\rho \Delta V g h, \quad (3)$$

где ΔV — разность объемов между прореагировавшим веществом астеносферы и лавами ($\Delta V = V_a - V_{\text{лав}} = 1,375 \cdot 10^{16} - 0,4 \cdot 10^{16} = 0,975 \cdot 10^{16}$ см³),



Фиг. 1. Схема количественной оценки вещества, поступающего в океаны, и трансформации потенциальной энергии

h — глубина подъема лав ≈ 10 км. Подставляя, находим $\Delta E = 2,52 \cdot 10^{10}$ Вт. Это превращение энергии может в значительной мере компенсироваться погружением пород океанической коры в зону субдукции.

При сравнении прироста потенциальной энергии при извержениях в океанах с убылью ее при седиментации становится очевидно, что они очень близки. Следовательно, можно сделать вывод о близости земной коры к изостатическому равновесию.

Хомогенная энергия реализуется в виде тепла в процессе кристаллизации новых минералов. Наиболее достоверно, как мы указывали выше, можно судить о судьбе карбонатного вещества и кремнезема, в садке которых ведущую роль играет жизнедеятельность организмов. Рассматривая биологическую деятельность как катализатор процесса кристаллизации карбонатов и опала, мы можем оценить энергетику этих процессов.

Считая энергетический эффект осаждения кальцита в среднем равным 125,64 Дж/г, мы оцениваем мощность процесса образования карбонатных пород величиной $5,32 \cdot 10^9$ Вт. Вероятно, эта энергия должна изыматься из внутренней энергии системы, так как осаждение труднорастворимых солей Са и Mg идет в дневное время, т. е. когда кинетическая энергия массы воды под действием солнечного тепла повышается. К это-

му следует заметить, что большая часть указанной энергии ($3,99 \cdot 10^9$ Вт) поглощается в пелагических областях.

Кремненакопление сопровождается выделением тепла в размере порядка $209,4$ Дж/г, что в общем составит величину $3 \cdot 10^9$ Вт, причем в пелагиали выделится лишь $1,14 \cdot 10^9$ Вт. Следует заметить, что, возможно, осаждение аморфного кремнезема (опала) будет сопровождаться иным тепловым эффектом, больше того, нет уверенности, что это тепло выделится, а не будет использовано в процессе жизнедеятельности организмов — основного поставщика кремнезема в осадках. То же, вероятно, можно сказать и о биогенном карбонатообразовании. Таким образом, указанные нами оценки следует принимать как ориентировочные, поскольку точно не известны тепловые эффекты минералообразования при биогенном процессе.

Остальная масса ионного стока с континента и продуктов гидротермальной деятельности в пределах дна акваторий ($2,38 \cdot 10^{15}$ г/год), образуя минералы глинистого ряда (иллит, монтмориллонит), сульфаты, галлоиды и гидроокислы Fe и Mn со средним энергетическим эффектом 293 Дж/г, приводит к выделению тепла $2,31 \cdot 10^{10}$ Вт, причем $0,93 \cdot 10^{10}$ Вт, т. е. 40% , берется из резерва внутренней энергии Земли. Если к этому добавить охлаждение гидротермальных растворов примерно на 200°C ($5,59 \cdot 10^{11}$ Вт) и охлаждение лав (при теплоте кристаллизации $1,67$ кДж/г, $E \pm 5,852 \cdot 10^{11}$ Вт), то очевидно, что через дно океана при гидротермальной деятельности выносится значительная величина внутренней энергии ($11,53 \cdot 10^{11}$ Вт).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сделанные нами энергетические оценки механизмов транспортировки и седиментации вещества в акваториях, каждая в отдельности, в большинстве случаев находятся на принятом уровне значимости (10^{13} Вт ± 3 порядка). Однако, принимая во внимание, что все механизмы можно сгруппировать по двум уровням (фиг. 1): 1) приводящие к убыли потенциальной энергии Земли и 2) к возрастанию ее, мы будем иметь возможность оценить их роль в глобальных масштабах.

Первое, что обращает на себя внимание, это дисбаланс в поступлении вещества с материка ($2,83 \cdot 10^{16}$ г/год) и через дно океанов ($1,2 \cdot 10^{16}$ г/год). Такой дисбаланс не может не иметь последствий и, в частности, возможно, является причиной формирования гравитационной неустойчивости Земли на современном этапе развития. Чтобы такая неустойчивость имела место, необходимо выполнение двух условий.

1. Система должна обладать свободной потенциальной энергией, т. е. ее свободная энергия должна быть больше некоторой минимальной величины. Очевидно, если не соблюдается это условие, то планета закончила бы свое развитие, т. е. была бы однородна как по глубине, так и по латерали.

2. В системе могут происходить процессы, приводящие к уменьшению свободной потенциальной энергии. Это положение требует особого обсуждения, так как в свете описанного выше рассмотренные процессы могут приводить как к уменьшению, так и к увеличению потенциальной энергии. Сгруппировав их таким образом, рассмотрим схему (фиг. 2); при этом будем исходить из следующих фактов: 1) существует снос материала с возвышающихся континентов и доставка его (любым способом) в пониженные участки (к уровню равновесия) — механизм уменьшения потенциальной энергии; 2) существует доставка вулканогенного материала из области, лежащей, вероятно, ниже уровня равновесия — механизм увеличения потенциальной энергии.

Рассмотрим модель трансформации энергии при седиментогенезе. Поместим шарики (фиг. 2) в различные структурно-тектонические положения. При этом шарики 1 (платформы, щиты), 4 (желоба) и 6 (рифтовые долины) будут находиться в положении временного равновесия, а шары 2 (горно-складчатые сооружения), 3 (материковые склоны) и

а денудация последних облегчает их всплывание. Очевидно, что и те и другие блоки стремятся к минимуму свободной потенциальной энергии, при этом находит объяснение и механизм «разрастания океанического дна» и механизм взаимодействия эндогенных (подводные излияния лав) и экзогенных (денудация материков) факторов. Однако этим взаимодействием их не заканчивается — наиболее тонкие осадки накапливаются в глубоководных желобах, образуя тем самым экран на пути эндогенного теплового потока в силу их более низкой (примерно в 3 раза) теплопроводности. Очевидно, что следствием этого должно явиться интенсивное поглощение тепла под такими областями и создание благоприятных условий для плавления пород или повышения их пластичности на большей глубине, чем в других областях. Ответной реакцией является прогибание желоба. Заметим, что прогибание происходит не за счет веса накопленных тонких осадков, а за счет их особых физических свойств (теплозапирающих). Таким образом, обнаруживается другая сторона связи, возможно (во всяком случае нет оснований ее отрицать), что потеря потенциальной энергии при механической денудации материков в какой-то мере компенсируется накоплением тепловой энергии под областью аккумуляции тонких осадков, которая в свою очередь реализуется в прогибании желобов и в конечном счете в дальнейшем уменьшении свободной потенциальной энергии, увеличение которой происходит в области срединно-океанических хребтов (см. фиг. 2, I—Ia—Iб; IIa—II—IIб; III—IIIa—IIIб). Таким образом, даже если бы мы не имели геофизических данных о подъеме верхней границы астеносферы в районах срединно-океанических хребтов, являющихся областями теплооттока, и опускании ее в районах стыка океанических и континентальных плит (теплозапирающие области), мы с необходимостью пришли бы к этому выводу. Следовательно, глубокий анализ внешних факторов может дать ключ к пониманию внутренних закономерностей. Следует особо отметить, что до сих пор на роль описанных нами механизмов седиментации никто не обращал внимание в плане их возможного влияния на формирование астеносферы. В свете изложенного выше достаточно предположить возможность перехода пород верхней мантии в пластичное состояние при определенном сочетании температур и давлений. Впрочем, такое предположение (накопление энергии под теплозапирающими областями) не столь гипотетично, как, например, предположение о возможности подтока газовых струй и экзотермических реакций при их окислении в верхних горизонтах, за счет чего обеспечивается небольшой перегрев и возникновение пластичного состояния [19].

Наше предположение вполне допустимо и может быть принято в качестве гипотезы. Возникает вопрос об эффективности работы двух главных механизмов. Первый из них — «теплозапирающий», определяется накоплением тонких осадков. Вторым механизмом является «теплопроводящий», обусловленный магматизмом срединно-океанических хребтов.

Эта проблема требует специального количественного обсчета, однако ориентировочная количественная оценка не противоречит сделанному выше выводу. Более того, объясняются и другие закономерности, например прерывистость астеносферного слоя — он всегда присутствует под районами развития мощного слоя тонких осадков (рифтовые зоны Красного моря и Байкала, широтная зона Вилюйской синеклизы и др.). В ряде регионов по данным магнитотеллурического зондирования фиксируется несколько проводящих слоев на глубинах 100—120 и 250—300 км (Воронежский массив). Здесь, видимо, необходимо привлечение и другого механизма, например механизма теплового питания верхнего горизонта выплавками или газодонным флюидом нижнего [19], в то время как, по нашему мнению, нижний горизонт обязан своим происхождением влиянию теплозапирающих свойств поверхностных образований.

Таким образом, известные ранее закономерности распределения осадков по дну современных акваторий позволяют нам выдвинуть гипотезу об особой их роли в формировании астеносферы и гравитационной неустойчивости. В районах развития срединно-океанических хребтов отсут-

ствуют более или менее мощные толщи тонкообломочных осадочных образований, характеризующихся низкой теплопроводностью, вследствие чего эти районы являются проводниками глубинного тепла, т. е. подтягивают изотермы к поверхности, что приводит к поднятию верхней границы астеносферы. Наоборот, во впадинах и желобах происходит накопление тонких осадков и, следовательно, опускание на их крыльях и под континентами верхней границы астеносферы. Таким образом, верхний уровень астеносферы наклонен в сторону материков, что создает условия для скольжения по нему океанических плит. В то же время постоянно действующий механизм эрозии континентальных блоков способствует их всплыванию. В отличие от других механизмов описанный нами предполагает появление астеносферы как особого этапа в эволюции геосфер Земли вслед за этапом формирования осадочных пород.

Наиболее четко астеносфера должна быть выражена вблизи поясов формирования тонких океанических осадков, к этим же поясам должен быть приурочен и наиболее интенсивный подводный вулканизм. Следовательно, можно думать, что астеносфера существовала не всегда и время ее появления, вероятно, следует относить ко времени обособления Мирового океана от континентов. Когда же создались благоприятные условия для океанического осадконакопления, тогда она стала глобальным явлением, т. е. геосферой. До этого времени, как и на начальных этапах эволюции Земли, видимо, имело место появление локальных очагов повышенной пластичности и частичного плавления, дававших начало вулканизму и магматизму. Видимо, на этих этапах, разрядка гравитационной неустойчивости шла через вулканические аппараты. Формирование континентальной коры, все большее углубление морей, формирование Мирового океана на фоне постоянного действия механизма эрозии (денудации) в конечном счете привели к формированию единой рифтовой системы и астеносферы. Выявленный нами дисбаланс между поступлением глубинного вещества в области рифтов и сносом с материка может быть реальной закономерностью, характеризующей направленность эволюции Земли. Однако этот дисбаланс не может определенно указывать на преимущественное разрастание океанического дна и сокращение площади континентов. Возможно, он в какой-то мере характеризует современный этап в развитии астеносферы, и такой дисбаланс существовал не всегда. По крайней мере описанный механизм раскрывает взаимосвязь между эндогенными и экзогенными факторами в развитии Земли и вопреки существующему мнению (кстати, никем еще достаточно не обоснованному) в данном случае выдвигает на первое место экзогенные факторы. Становится понятной причина разобщения в пространстве рифтовых зон с характерным для них вулканизмом и областей глубокофокусных землетрясений, поскольку последние обнаруживаются под желобами, где изотермы погружаются и плавление затруднено высокими давлениями. Наклон верхней границы астеносферы в сторону континентов определяет такой же наклон и плоскости их сочленения (зоны Бенъофа) с корой океанического типа.

В свете выдвинутой выше рабочей гипотезы представляется интересным оценить во времени место появления астеносферы и закономерности дальнейшего перерастания ее в геосферу. Перечислим основные положения, которые можно высказать по данной проблеме.

1. В догеологический этап (5,5 млрд. лет) из газово-пылевого облака формировалось ядро (по-видимому, из окислов железа с примесью легких силикатов) и силикатная мантия; при этом разогрев внутренних частей Земли был порядка 1800—2000 К.

2. Раннегеологический этап (5,5—4 млрд. лет назад), вероятно, должен характеризоваться широким развитием вулканизма и трещинных излияний, которые привели к формированию базальтовой коры, прототипа современной океанической. К этому же этапу приурочено формирование атмосферы и первичной гидросферы. Мы склонны думать, что водные ресурсы были сосредоточены в морях (типа современных внут-

ренных морей), вблизи центров извержений, что создавало условия для серпентинизации излившихся базальтов.

3. Как известно, в процессе серпентинизации объем породы увеличивается примерно на 25%, поэтому реализация его, вероятно, могла приводить к образованию ядер, возвышающихся над уровнем еще мелких морей. Существование толщи воды над базальтовыми лавами способствовало созданию относительно устойчивого режима температуры в процессе серпентинизации. Этот этап, продолжительностью около 0,5 млрд. лет (4—3,5 млрд. лет назад, катархей), вероятно, соответствует началу формирования континента. Согласно нашим расчетам, процессы серпентинизации, возникшие при воздействии перегретых газодных растворов на ультраосновные породы типа оливинитов, могут приводить к вертикальным движениям порядка 3—5 км и возникновению цепи островов, последовательно расширяющихся от ядра к периферии (прообразы континентов).

4. Архейский этап (3,5—2,5 млрд. лет назад)—разделение поверхности Земли на океаны и континенты, начало формирования астеносферы под областями накопления тонких осадков. В то же время геологические данные свидетельствуют об интенсивном развитии вулканизма, возможно, приуроченного к островным дугам и отдельным океаническим хребтам малой протяженности. Таким образом, примерно 3 млрд. лет назад начал действовать положенный в основу нашей гипотезы механизм взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов. Интересно, что примерно к этому времени относится и появление первых в истории Земли организмов, бурное развитие которых указывает на относительную мелководность существовавшего Мирового океана (в среднем порядка 2—3 км, отсутствие карбонатных осадков). Интенсивный вулканизм указывает на небольшую мощность земной коры.

5. Протерозойский этап, равный по длительности раннегеологической стадии (1—1,5 млрд. лет), имеет для Земли не меньшее значение. В это время происходило формирование коры континентального типа, увеличение ее мощности и глубины океана. Последнее подтверждается формированием мощных толщ известняков и доломитов (критическая глубина карбонатов около 4 км). Астеносфера, видимо, начинала обособляться, что способствует реализации механизма гравитационной неустойчивости. Снижение интенсивности вулканизма указывает на значительную мощность земной коры и, косвенным образом, на действенность механизма денудации материков. Однако в атмосфере еще мало кислорода, на что указывает состав мощных залежей железных руд Курской магнитной аномалии, Канады и др. Слабометаморфизованные осадки Сибири и Центральной России содержат прослой горючих сланцев, свидетельствующие о прогрессивном формировании биосферы.

6. Фанерозойский этап (570 млн. лет) характеризуется существованием коры континентального и океанического типов, периодической сменой расцвета и массовой гибели животных и растений, становлением астеносферы как самостоятельной оболочки Земли. Возможно, периодичность смены расцвета и гибели организмов в биосфере связана с определенными этапами развития астеносферы, поскольку последние предопределяются закономерностями в развитии морей и океанов, степенью их обособленности от континентов и глубиной. Вместе с океанами и морями перемещаются бассейны седиментации, меняется климат, что не может не отразиться на живой природе. Однако это не входит в задачу настоящей работы и требует дополнительных исследований. Тем не менее такая связь не кажется настолько гипотетической, что на нее не следует обращать внимания.

В заключение следует подчеркнуть, что проведенный анализ сопоставления современных данных по массе вещества, поставляемого в бассейны седиментации с континентов и при подводных изливаниях, позволил обнаружить существенный дисбаланс. В то же время расчеты изменения потенциальной энергии показали, что в целом земная кора близка к изостатическому равновесию. Океаническая кора, выталкиваемая из мантии

на срединных хребтах, в конечном счете погружается в мантию в зоне Беньофа.

Можно утверждать, что астеносфера, как и любая оболочка, появилась на определенном этапе эволюции Земли. Возникновение ее стало возможным лишь с момента разделения поверхности на океаны и континенты. Анализируя современные геологические данные, мы приходим к выводу о длительности формирования астеносферы порядка 3 млрд. лет (от архея до фанерозоя). В начальные этапы развития, имея спорадическое распространение, астеносфера предопределяла места прогибания и воздымания земной коры, регулируя интенсивность магматизма в зависимости от мощности последней. Лишь в фанерозое, когда астеносфера стала самостоятельной геосферой, стало возможным и формирование таких глобальных структур, как срединно-океанические хребты и система рифтов Земли.

Накапливаются доказательства, свидетельствующие, что существует закономерная связь чередования периодов расцвета и массовой гибели отдельных групп организмов с определенными этапами развития астеносферы. Ярким примером такой связи служит влияние осаднения тонких илов на формирование гравитационной неустойчивости не через массу, а через теплофизические свойства, способствующие накоплению эндогенного тепла и как следствие разуплотнению нижележащих пород на больших глубинах.

Комплексный подход к познанию энергетики седиментогенеза знаменует новый этап в теоретической литологии. Несомненно, что он будет способствовать углубленному изучению процессов образования и эволюции минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли и появлению в дальнейшем новых идей в решении вопросов теории седименто- и литогенеза. Только комплексные исследования могут дать обоснованные критерии для познания процессов формирования и преобразования осадочных и осадочно-вулканогенных толщ под влиянием энергетических факторов как экзогенного (внешнего), так и эндогенного (внутреннего) происхождения.

Литература

1. *Алексин О. А.* Химия океана. Л.: Гидрометиздат, 1966. 248 с.
2. *Беус А. А.* Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
3. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.
4. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
5. *Гаррелс Р., Маккензи Д.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
6. *Жемчужников Ю. А.* Петрографическая типизация гумусовых углей СССР.— В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса.— АН СССР, 1939, т. I, с. 335—341.
7. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63. 206 с.
8. *Коссовская А. Г.* Проблемы минералогии.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980, с. 110—158.
9. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
10. *Лисицын А. П.* Вклад эндогенного вещества в океаническую седиментацию.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 20—44.
11. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.
12. *Пресс Ф.* Гравитационная неустойчивость литосферы.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 29—38.
13. *Пустовалов Л. В.* О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки.— Сов. геология, 1964, № 8, с. 3—35.
14. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
15. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
16. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири. М.: Наука, 1970. 208 с.
17. *Тимофеев П. П.* Советская литология и пути ее развития.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 6—20.

18. Тимофеев П. П., Щербаков А. В., Ильин В. А. Энергетика гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 4, с. 5—17.
19. Хитаров Н. И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М.: Наука, 1976. 23 с.
20. Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 245 с.
21. Холодов В. Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 76—90.
22. Щербаков А. В., Дворов В. И. Энергетика и гидрогеохимия осадочного процесса.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 211—227.
23. Щербаков А. В. Геохимические особенности газовой оболочки земной коры.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 68—74.
24. Press F. Density distribution in earth.— Science, 1968, v. 160, p. 1218—1220.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
20.X.1982

УДК 549.903.12 : 551.312.3 : 552.517

**ПРОЦЕССЫ НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ
В КРУПНООБЛОМОЧНОМ АЛЛЮВИИ****ОСОВЕЦКИЙ Б. М.**

Крупнообломочный аллювий представляет собой гетерогенную смесь частиц, переносимых водным потоком различными способами, что отражается в составе и структуре тяжелой фракции. Рассмотрены факторы накопления тяжелых минералов в крупнообломочных речных осадках: унаследования, дробления и истирания, шероховатости дна, упаковки, гетерогенности заполнителя, сортировки по гидравлической крупности, селективной отборки, отсадки, проседания, перлювиальный. Определенные сочетания этих эффектов обуславливают повышенные концентрации тяжелых минералов в отдельных прослоях аллювия.

Вопросы накопления тяжелых минералов в крупнообломочных речных осадках рассматриваются прежде всего в связи с изучением процессов россыпеобразования. Они имеют исключительно важное значение при выборе методики опробования, поисков и разработки россыпей. Наряду с этим тяжелая фракция крупнообломочного аллювия широко используется при литолого-фациальных, геоморфологических и палеогеографических исследованиях, расчленении и корреляции немых толщ и т. д.

Изучение процессов концентрации тяжелых минералов в крупнообломочных осадках проводится в основном в двух направлениях: исследованием природных объектов и экспериментальным или математическим моделированием. При изучении природных объектов (в частности, россыпей) значительное внимание уделяется распределению тяжелых минералов по вертикальному разрезу аллювиальной толщи, в поперечном и продольном направлениях в долине реки, по геоморфологическим зонам, влиянию пород коренного ложа на концентрацию тяжелых минералов в аллювии и т. д.

Экспериментальное моделирование проводится в гидрологических лотках. Установлено, что тяжелые минералы концентрируются в стрежневой зоне потока, а наиболее богатые участки располагаются в головной части перекатов и центре плесов. На косах зоны повышенной концентрации тяжелых минералов приурочены к их головным частям [18]. Выход тяжелой фракции возрастает в наносах, сложенных наиболее крупными обломками (валунами). При сортировке материала по удельному весу значительная роль отводится восходящим струям потока между крупными валунами [4]. Экспериментальными методами изучается миграционная способность тяжелых минералов [8, 25], определяется их гидравлическая крупность [28]. Математическое моделирование применяется при исследовании процессов обогащения полезными компонентами отложений аллювиальных россыпей [6, 16]. Важное значение имеет и производственный опыт геологических партий по шлиховому опробованию.

На данном этапе, особенно в связи с проблемой поисков аллювиальных россыпей с мелкими зернами ценных минералов, назрела необходимость перехода на более детальный уровень исследования процессов накопления тяжелых минералов. На важность изучения «тонких деталей механизма физической дифференциации» осадков справедливо обратил внимание Е. В. Шанцер [26]. До сих пор «микрпроцессы» концентрации тяжелых минералов, контролирующие их распределение в отдельных прослоях, линзах и струях грубообломочного осадка, познаны очень

слабо. Этому вопросу, преимущественно в методологическом плане, и посвящена статья.

Объектами исследования являлись крупнообломочные, преимущественно голоценовые, аллювиальные отложения многих рек страны [15]. Отбор проб производился из: 1) скважин большого диаметра и шурфов, вскрывающих русловую фацию голоценового аллювия, интервалами по 0,5 м (реки Кама, район г. Пермь; Вятка, верхнее течение, район п. Кирс; Курчум, приток р. Иртыш; Чусовая, район г. Чусового; Средняя Терсь и Тутуяс, притоки р. Томи; Миасс, район г. Миасса); 2) обнажений (карьеров) террас и высоких пойм четвертичного аллювия, бороздовым способом по линзам разного гранулометрического состава (реки Печора, Онега, Вятка, Кама, Кубань, Чусовая почти на всем протяжении, Вишера, Вычегда, Сылва, Чепца на отдельных отрезках); 3) отложений фации прирусловой отмели, преимущественно в головных частях, закопущами глубиной до 0,5 м (реки Вилюй, среднее течение; Днестр, верхнее течение; Тетерев, приток Днепра; Белая и Косьва, притоки Камы и других, указанных выше рек); 4) намывов земснарядов и отвалов экскаваторов при дноуглубительных работах (реки Дон, Вятка, Кама). Вес проб в зависимости от крупности обломочного материала составлял от 10 до 200 кг.

Особенностью использованной автором методики гранулометрического отсева части проб крупнообломочных осадков является применение дробной шкалы γ -Батурина [15]. Другая часть проб классифицирована на фракции (мм): >160 , $160-80$; $80-40$; $40-20$; $20-10$; $10-5$; $5-3$; $3-1$; $1-0,5$; $0,5-0,25$; $0,25-0,1$; $0,1-0,05$; $0,05-0,01$ и $<0,01$. В полевых условиях на гротах рассеяны классы >5 мм, в лаборатории по представительной малообъемной пробе (1—2 кг) рассеян на ситах более мелкий материал после предварительного отмучивания глинистых частиц ($<0,01$ мм).

Размерные классы, полученные при гранулометрическом отсеве проб в лаборатории, разделены в бромформе. Для некоторых типовых объектов (русловые осадки Вилюя и Вятки) пробы весом до 40 кг полностью исследовались в лаборатории, и все выделенные дробные классы, в том числе галечные, разделены в бромформе.

В тяжелых фракциях по классам дробной гранулометрической шкалы проведены минералогический и петрографический анализы (по 500—1000 зернам). Содержания минералов, обломков пород и других компонентов в каждом классе тяжелой фракции рассчитаны в объемных процентах. Некоторые особенности методики и основные приемы обработки результатов анализов описаны автором в предыдущих работах [13, 15].

Общее количество изученных проб крупнообломочного аллювия составило 250. Дробный минералогический анализ тяжелых фракций выполнен в 50 пробах, в остальных определены выходы, гранулометрия и минералогия тяжелой фракции по обычной гранулометрической шкале.

АКТИВНЫЙ СЛОЙ ДОННЫХ НАНОСОВ И КРУПНООБЛОМОЧНЫЙ ОСАДОК

Перенос обломочных частиц речным потоком осуществляется тремя основными способами: во взвешенном, сальтируемом и влекомом состояниях. В крупнообломочных донных наносах преобладают обломки, переносимые последним способом. Однако важной составной частью в них являются сальтируемые и взвешенные частицы, характер отложения которых имеет исключительное значение для понимания особенностей состава и структуры тяжелой фракции.

Процессы концентрации тяжелых минералов в крупнообломочном аллювии связаны с особенностями передвижения донных наносов. Наиболее обычной формой переноса влекомых обломков является движение сплошным (активным) слоем [1, 5, 11]. Активный слой представляет собой гетерогенную водно-аллювиальную среду с неустойчивым гидродинамическим режимом [27, 30]. По сравнению с водной она обладает

повышенной плотностью и вязкостью, от осадка отличается полувзвешенным в воде состоянием обломочного материала.

Обломочный материал в активном слое непрерывно перемешивается восходящими и нисходящими потоками турбулентного режима, чему способствует действующая здесь гидродинамическая подъемная сила [3]. Структура слоя резко меняется по вертикали. В общем случае с глубиной возрастает плотность среды и уменьшается скорость движения донных наносов.

Активный слой непосредственно соприкасается с придонной областью водного потока, где перенос частиц осуществляется сальтацией. Между придонной областью и активным слоем происходит непрерывный обмен частицами, т. е. существует динамическое равновесие, контролируемое средней скоростью водного потока. Снизу активный слой подстилается неподвижным на данный момент аллювием. Граница между ними постоянно меняется в связи с колебаниями скорости водного потока. Мощность активного слоя зависит от режима водного потока, крупности обломочного материала, стадии паводка, геоморфологической обстановки и т. д.

В обломочной части активного слоя необходимо различать грубообломочную и мелкообломочную составляющие. Наиболее крупные обломки перемещаются волочением, перекачиванием, скольжением преимущественно в горизонтальном направлении. Мелкие зерна перемещаются значительно быстрее, лавируя между крупными, причем не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении. При высоких скоростях потока активный слой в основном представлен крупными обломками, снижение скорости потока приводит к оседанию части зерен из придонной области в пространство между крупными обломками.

Верхний горизонт крупнообломочного речного осадка формируется из активного слоя донных наносов в течение определенного периода, в котором можно выделить две стадии. На первой стадии формируется структура крупнообломочного каркаса. Скорость водного потока снижается до величины, при которой крупные обломки не могут переноситься в русле. Однако мелкие частицы продолжают перемещаться сальтацией и во взвешенном состоянии в придонной области, волочением по поверхности наносов и между обломками каркаса. Данную стадию Е. В. Шанцер [26] образно описывает как процесс фильтрации придонного слоя воды вместе с полувзвешенным в нем мелким обломочным материалом через грубопористую среду (галечный каркас). Происходит обмен частицами между донными наносами и придонной областью. На второй стадии, в течение которой формируется структура заполнителя, наблюдается дальнейшее уменьшение скорости водного потока; фильтруемые, перекачиваемые, сальтируемые и даже взвешенные частицы постепенно заполняют пространство между крупными обломками каркаса.

Структура нижних горизонтов аллювия формируется в условиях активной глубинной эрозии в долине реки. Важную роль при этом играют особенности рельефа подстилающих аллювий коренных пород. После захоронения базальный горизонт испытывает воздействие разнообразных процессов, связанных с уплотнением структуры каркаса, деятельностью внутриваллювиальных вод, выветриванием пород и т. д.

ЭФФЕКТЫ НАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В КРУПНООБЛОМОЧНОМ АЛЛЮВИИ

Поведение тяжелых минералов при переносе в русле реки контролируется весьма разнообразными факторами. Последние определяют резкие колебания содержаний тяжелой фракции в отдельных прослоях и линзах крупнообломочного руслового аллювия. Детальный анализ концентраций тяжелых минералов, сопряженный с изучением структуры осадка по дробной гранулометрической шкале, позволяет выделить ряд элементарных процессов — эффектов накопления тяжелых минералов.

Средние размеры зерен тяжелых минералов крупнообломочных осадков различных рек

Река	Минералы без дефицита крупных зерен	<i>Md</i> , мм	Минералы с дефицитом крупных зерен	<i>Md</i> , мм	Число анализов
Онега	Гиперстен	0,498	Сфен	0,196	2
	Роговая обманка	0,358	Циркон	0,140	
Вятка	Гидроокислы железа	1,236	Сфен	0,162	11
	Ставролит	0,352	Роговая обманка	0,154	
Кубань	Эпидот	0,920	Циркон	0,078	3
	Силлиманит	0,670	Сфен	0,077	
Кума	Гидроокислы железа	0,585	Рутил	0,076	4
	Цоизит	0,344	Циркон	0,074	
Дон	Гидроокислы железа	1,084	»	0,129	6
	Гранат	0,363			
Вилюй	Гидроокислы железа	1,123	»	0,152	6
Днестр	То же	0,442	»	0,082	3
Печора	Эпидот	0,702	Рутил	0,178	3
	Ставролит	0,373	Циркон	0,156	

Эффект унаследования. В широком смысле данный эффект заключается в отражении тяжелой фракцией руслового аллювия минеральной ассоциации размываемых пород [23]. Он проявляется наиболее заметно на горных участках рек, где состав питающих пород и соответственно минеральные ассоциации в аллювии резко меняются на небольшом протяжении [7, 12]. С учетом эффекта унаследования участки пересечения пород, богатых тяжелой фракцией, благоприятны для образования повышенных концентраций тяжелых минералов в аллювии.

В узком смысле эффект сводится к заимствованию гранулометрического состава тяжелых минералов аллювия от пород источников питания. Как отмечалось ранее [13], при формировании песчаных осадков влияние размеров зерен минералов в питающих породах приводит к отклонению фактических гидравлических эквивалентов от теоретических. В грубообломочных осадках этот эффект сказывается в значительно большей степени, отчетливее проявляются дефициты крупных или мелких зерен минералов, унаследованные от питающих пород. В результате средние размеры зерен минералов крупнообломочного аллювия колеблются в очень широких пределах (таблица).

Роль эффекта унаследования выдвигается на первый план при накоплении частиц тяжелой фракции размером более 1 мм, основную часть которых составляют обломки пород, сростки зерен и полиминеральные агрегаты. По составу они полностью соответствуют местным породам, что определяет их важное палеогеографическое значение. В горном аллювии выход тяжелой фракции (%) размером более 1 мм резко возрастает за счет обилия обломков пород, в равнинных районах их крайне мало:

Классы, мм	20—15	15—10	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1
Горный аллювий (р. Кур-чум)	17,0	15,8	22,0	14,9	17,0	9,7	9,0
Равнинный аллювий (р. Вятка)	0,05	0,08	0,08	0,08	0,05	0,10	0,21

Распространенность обломков пород и сростков зерен в тяжелой фракции аллювия разных территорий зависит от условий выветривания питающих пород. Известно, что перспективными на поиски титано-циркониевых минералов являются отложения, содержащие комплекс устойчивых тяжелых минералов. Количественным показателем интенсивности процессов химического выветривания коренных пород, продуктами размыва которых являются аллювиальные отложения, служит коэффициент устойчивости [10, 22].

Однако для четвертичных отложений многих районов страны установлены весьма низкие значения коэффициента устойчивости, которые

свидетельствуют о незначительной роли кор химического выветривания в качестве источников их питания. Таким образом, четвертичный аллювий формировался преимущественно за счет размыва продуктов физического выветривания. В зависимости от климатических, тектонических, геоморфологических условий и петрографического состава пород физическое выветривание обуславливает разную степень дезинтеграции вещества, когда в одних случаях его продуктами являются в основном обломки пород, в других — мономинеральные зерна. Тяжелая фракция в своем составе отражает стадию физического выветривания питающих пород, количественным показателем которой может служить коэффициент дезинтеграции (K_d) — отношение доли мономинеральных зерен в тяжелой фракции к доле обломков пород, сростков зерен и полиминеральных агрегатов. Определять величину K_d необходимо для одного постоного класса тяжелой фракции (например, 0,5—0,25 мм).

В горных районах значения K_d существенно ниже, чем в равнинных; в зонах перигляциального и аридного климатов — меньше, чем в поясах с влажным тропическим. Территории с низкими значениями K_d мало перспективны на обнаружение россыпей с мелкими зёрнами золота, платины, касситерита и других ценных минералов, поскольку основная масса этих зерен не высвобождается при выветривании, переносится в обломках пород и рассеивается.

Эффект дробления и истирания. Многочисленные соударения и трение обломков каркаса приводят к истиранию зерен низкой абразивной прочности [8], раздроблению сростков и хрупких минералов. Эксперименты показали, что наиболее значительная обработка обломков осуществляется в начале переноса. В ходе истирания образуется лишь тонкий алевритовый материал без промежуточных классов крупности. Истирание крупных обломков проявляется заметнее, чем мелких. Наименее устойчивы к агентам истирания обломки изверженных пород [19].

Эффект дробления интенсивно осуществляется на горных участках рек [21]. Он приводит к изменению соотношения между различными типами пород (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, эпидотовые породы и др.) среди крупных обломков в составе тяжелой фракции, которые, перемещаясь волочением в активном слое, постоянно испытывают механическое воздействие соседних более прочных обломков (кварцитов, гранитов, кварца). Особенно неустойчивы при переносе сростки минеральных зерен. В результате их быстрого раздробления формируется дефицит частиц тяжелой фракции на стыке гравийной и песчаной размерности. В предгорьях практически завершается процесс раздробления сростков зерен и обломков пород. Тяжелая фракция аллювия равнин, прилегающих к горам, содержит огромное количество мельчайших осколков зерен (амфиболов, гранатов и др.) — продуктов дробления, вынесенных сверху [12]. В равнинных реках проявляется главным образом эффект истирания, который приводит к некоторому изменению морфологии и размеров зерен.

Эффект шероховатости дна. Шероховатое дно обуславливает формирование придонных вихрей, которые осуществляют интенсивный обмен частицами между активным слоем и потоком [20]. На стадии движения обломков в виде активного слоя шероховатость создается валунами и гальками, движущимися по дну медленнее, чем скорость потока. При обтекании этих выступов возникают дополнительные вихри, которые приводят к увеличению степени турбулентности потока. Таким образом, эффект шероховатости дна является функцией гранулометрического состава донных наносов [3, 29].

Придонные вихри обеспечивают захват частиц со дна и переход их во взвешенное состояние. Наиболее мелкие частицы будут сравнительно редко захватываться вихрями, если они находятся в прилипшем ко дну слое, застойных зонах, углублениях между крупными обломками [3].

Эффект шероховатости дна оказывает большое влияние на характер перемещения и сортировки частиц, движущихся волочением по поверхности активного слоя. Зерна кварца, попавшие в углубления между

Средние размеры зерен тяжелых минералов крупнообломочных осадков различных рек

Река	Минералы без дефицита крупных зерен	<i>Md</i> , мм	Минералы с дефицитом крупных зерен	<i>Md</i> , мм	Число анализов
Онега	Гиперстен	0,498	Сфен	0,196	2
	Роговая обманка	0,358	Циркон	0,140	
Вятка	Гидроокислы железа	1,236	Сфен	0,162	11
	Ставролит	0,352	Роговая обманка	0,154	
Кубань	Эпидот	0,920	Циркон	0,078	3
	Силлиманит	0,670	Сфен	0,077	
Кума	Гидроокислы железа	0,585	Рутил	0,076	4
	Цоизит	0,344	Циркон	0,074	
Дон	Гидроокислы железа	1,084	»	0,129	6
	Гранат	0,363			
Вилюй	Гидроокислы железа	1,123	»	0,152	6
Днестр	То же	0,442	»	0,082	3
Печора	Эпидот	0,702	Рутил	0,178	3
	Ставролит	0,373	Циркон	0,156	

Эффект унаследования. В широком смысле данный эффект заключается в отражении тяжелой фракцией руслового аллювия минеральных ассоциаций размываемых пород [23]. Он проявляется наиболее заметно на горных участках рек, где состав питающих пород и соответственно минеральные ассоциации в аллювии резко меняются на небольшом протяжении [7, 12]. С учетом эффекта унаследования участки пересечения пород, богатых тяжелой фракцией, благоприятны для образования повышенных концентраций тяжелых минералов в аллювии.

В узком смысле эффект сводится к заимствованию гранулометрического состава тяжелых минералов аллювия от пород источников питания. Как отмечалось ранее [13], при формировании песчаных осадков влияние размеров зерен минералов в питающих породах приводит к отклонению фактических гидравлических эквивалентов от теоретических. В грубообломочных осадках этот эффект сказывается в значительно большей степени, отчетливее проявляются дефициты крупных или мелких зерен минералов, унаследованные от питающих пород. В результате средние размеры зерен минералов крупнообломочного аллювия колеблются в очень широких пределах (таблица).

Роль эффекта унаследования выдвигается на первый план при накоплении частиц тяжелой фракции размером более 1 мм, основную часть которых составляют обломки пород, сростки зерен и полиминеральные агрегаты. По составу они полностью соответствуют местным породам, что определяет их важное палеогеографическое значение. В горном аллювии выход тяжелой фракции (%) размером более 1 мм резко возрастает за счет обилия обломков пород, в равнинных районах их крайне мало:

Классы, мм	20—15	15—10	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1
Горный аллювий (р. Курчум)	17,0	15,8	22,0	14,9	17,0	9,7	9,0
Равнинный аллювий (р. Вятка)	0,05	0,08	0,08	0,08	0,05	0,10	0,21

Распространенность обломков пород и сростков зерен в тяжелой фракции аллювия разных территорий зависит от условий выветривания питающих пород. Известно, что перспективными на поиски титано-циркониевых минералов являются отложения, содержащие комплекс устойчивых тяжелых минералов. Количественным показателем интенсивности процессов химического выветривания коренных пород, продуктами размыва которых являются аллювиальные отложения, служит коэффициент устойчивости [10, 22].

Однако для четвертичных отложений многих районов страны установлены весьма низкие значения коэффициента устойчивости, которые

свидетельствуют о незначительной роли кор химического выветривания в качестве источников их питания. Таким образом, четвертичный аллювий формировался преимущественно за счет размыва продуктов физического выветривания. В зависимости от климатических, тектонических, геоморфологических условий и петрографического состава пород физическое выветривание обуславливает разную степень дезинтеграции вещества, когда в одних случаях его продуктами являются в основном обломки пород, в других — мономинеральные зерна. Тяжелая фракция в своем составе отражает стадию физического выветривания питающих пород, количественным показателем которой может служить коэффициент дезинтеграции (K_d) — отношение доли мономинеральных зерен в тяжелой фракции к доле обломков пород, сростков зерен и полиминеральных агрегатов. Определять величину K_d необходимо для одного постоянного класса тяжелой фракции (например, 0,5—0,25 мм).

В горных районах значения K_d существенно ниже, чем в равнинных; в зонах перигляциального и аридного климатов — меньше, чем в поясах с влажным тропическим. Территории с низкими значениями K_d мало перспективны на обнаружение россыпей с мелкими зёрнами золота, платины, касситерита и других ценных минералов, поскольку основная масса этих зерен не высвобождается при выветривании, переносится в обломках пород и рассеивается.

Эффект дробления и истирания. Многочисленные соударения и трение обломков каркаса приводят к истиранию зерен низкой абразивной прочности [8], раздроблению сростков и хрупких минералов. Эксперименты показали, что наиболее значительная обработка обломков осуществляется в начале переноса. В ходе истирания образуется лишь тонкий алевритовый материал без промежуточных классов крупности. Истирание крупных обломков проявляется заметнее, чем мелких. Наименее устойчивы к агентам истирания обломки изверженных пород [19].

Эффект дробления интенсивно осуществляется на горных участках рек [21]. Он приводит к изменению соотношения между различными типами пород (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, эпидотовые породы и др.) среди крупных обломков в составе тяжелой фракции, которые, перемещаясь волочением в активном слое, постоянно испытывают механическое воздействие соседних более прочных обломков (кварцитов, гранитов, кварца). Особенно неустойчивы при переносе сростки минеральных зерен. В результате их быстрого раздробления формируется дефицит частиц тяжелой фракции на стыке гравийной и песчаной размерности. В предгорьях практически завершается процесс раздробления сростков зерен и обломков пород. Тяжелая фракция аллювия равнин, прилегающих к горам, содержит огромное количество мельчайших осколков зерен (амфиболов, гранатов и др.) — продуктов дробления, вынесенных сверху [12]. В равнинных реках проявляется главным образом эффект истирания, который приводит к некоторому изменению морфологии и размеров зерен.

Эффект шероховатости дна. Шероховатое дно обуславливает формирование придонных вихрей, которые осуществляют интенсивный обмен частицами между активным слоем и потоком [20]. На стадии движения обломков в виде активного слоя шероховатость создается валунами и гальками, движущимися по дну медленнее, чем скорость потока. При обтекании этих выступов возникают дополнительные вихри, которые приводят к увеличению степени турбулентности потока. Таким образом, эффект шероховатости дна является функцией гранулометрического состава донных наносов [3, 29].

Придонные вихри обеспечивают захват частиц со дна и переход их во взвешенное состояние. Наиболее мелкие частицы будут сравнительно редко захватываться вихрями, если они находятся в прилипшем ко дну слое, застойных зонах, углублениях между крупными обломками [3].

Эффект шероховатости дна оказывает большое влияние на характер перемещения и сортировки частиц, движущихся волочением по поверхности активного слоя. Зерна кварца, попавшие в углубления между

крупными обломками на дне, значительно легче, чем тяжелые минералы, вымываются придонными вихрями. В результате в местах повышенной шероховатости дна существенно возрастает концентрация тяжелых минералов, которые затем оседают внутрь крупнообломочного каркаса.

Эффект шероховатости дна обуславливает зависимость выхода тяжелой фракции в осадках (%) от среднего размера обломков:

<i>Md</i> , мм	0—4	4—8	>8	Число анализов
р. Кама	0,3	0,6	2,2	27
р. Вятка	0,1	0,4	0,7	23

В песчано-гравийных осадках р. Печоры содержание тяжелой фракции в среднем составляет 0,8%, мелкогалечных — 1,3% и среднегалечных — 2,5% (12 анализов). По данным Л. В. Зорина [2], содержание тяжелой фракции в отложениях, включающих валуны крупностью 150—350 мм, в три раза выше, чем в осадках, не содержащих обломков крупнее 150 мм.

Эффект упаковки. На первой стадии формирования крупнообломочного осадка характер упаковки обломков существенно влияет на величину коэффициента подъемной силы, действующей на частицу [20]. Зажатые между крупными обломками частицы не вымываются из активного слоя и продолжают передвигаться во влекомом состоянии [3]. При движении активного слоя перераспределение обломков в нем по вертикали и горизонтали происходит при важной роли эффекта упаковки.

В конце второй стадии формирования крупнообломочного осадка эффект упаковки определяет заполнение пустот в грубообломочном каркасе. Поскольку тяжелые минералы имеют в основном небольшие размеры, они с большей вероятностью попадают внутрь каркаса и таким образом концентрируются в заполнителе. В периоды особенно резкого снижения скорости потока в мельчайшие поры осадка будут заноситься и взвешенные частицы тяжелых минералов.

Большое внимание «упаковочному механизму» при формировании структуры крупнообломочного осадка уделял А. Мосс [31]. Важная роль этому фактору отводится при изучении процессов россыпеобразования [25].

Эффект гетерогенности заполнителя. Заполнитель крупнообломочного осадка включает частицы, влекомые в общей массе донных наносов между крупными обломками, перемещающиеся перекачиванием по поверхности активного слоя, а также сольтируемые и взвешенные. Соотношение между ними меняется в широких пределах. Каждая из составляющих заполнителя содержит различные количества и ассоциации тяжелых минералов. Наиболее высоким выходом тяжелой фракции отличаются обычно составляющие перекачиваемых и сольтируемых частиц, низким — влекомых. Поэтому в осадках, заполнитель которых сложен в основном перекачиваемыми и сольтируемыми зернами, выход тяжелой фракции значительно выше, чем в разностях, где заполнитель преимущественно образован влекомыми частицами. Косвенным показателем увеличения доли сольтируемых частиц в заполнителе осадка может служить уменьшение среднего размера его зерен. Отсюда между средним размером зерен заполнителя и содержанием тяжелой фракции в осадке (%) должна существовать обратно пропорциональная зависимость, что и наблюдается в действительности:

<i>Md</i> заполнителя, мм	<0,3	0,3—0,4	0,4—0,5	>0,5
р. Вятка	2,1	1,5	0,4	0,1
р. Кама	Нет данных		0,6	0,2

В зависимости от соотношения между указанными составляющими существенно меняется минеральная ассоциация тяжелой фракции. Например, среди влекомых частиц тяжелой фракции крупнообломочного аллювия верхнего течения р. Вятки преобладают ставролит и гидрокислы железа, среди сольтируемых — эпидот и рудные минералы. Во многих реках предгорной и горной зон (Днестр, Кубань, Кума) повы-

шенная мутность потока приводит к увеличению в тяжелой фракции доли взвешенных частиц, которых иногда даже больше, чем влекомых и сальтируемых. Для влекомых частиц тяжелой фракции аллювия р. Кумы характерны гидроокислы железа, перекатываемых и сальтируемых — альмандин, взвешенных — лейкоксен. В результате минеральные ассоциации тяжелой фракции в различных типах крупнообломочного аллювия горных и предгорных рек довольно непостоянны.

Эффект сортировки по гидравлической крупности. Сортировка минералов по гидравлической крупности происходит на всех этапах формирования крупнообломочного осадка. Частицы, гидравлическая крупность которых меньше скорости восходящих струй потока в активном слое, вымываются из него и перемещаются перекатыванием по дну, сальтацией или во взвешенном состоянии. Таким образом, обмен частицами тяжелых минералов между активным слоем и придонной областью потока при изменении его скорости контролируется гидравлической крупностью. В свою очередь сортировка по гидравлической крупности происходит и среди частиц, переносимых различными способами, в соответствии со специфическими режимами падения [13].

В целом тяжелые минералы крупнообломочных осадков слабо отсортированы по гидравлической крупности. Это обусловлено гетерогенностью структуры руслового аллювия, заключающейся в смешении частиц, которые перемещаются и сортируются по гидравлической крупности разными способами. Аналогичное явление установлено для гетерогенных разностей песков [13]. Однако в некоторых случаях между легкими и тяжелыми минералами заполнителя наблюдается почти идеальная гидравлическая эквивалентность, что подтверждается расчетами гидравлических эквивалентов тяжелых минералов, а также непосредственными экспериментальными определениями гидравлической крупности зерен. Благоприятные для этого условия создаются в мало-мощном поверхностном слое (5—10 см) осадка, заполнитель которого представлен в основном сальтируемыми зернами.

Селективный эффект. Перенос в активном слое обломков разного размера происходит с неодинаковой скоростью. Мелкие обломки выносятся из наносов при высоких скоростях потока, доля крупных обломков при этом относительно возрастает. Линзы наиболее грубого с примесью глинистых частиц аллювия могут быть естественными ловушками для тяжелых минералов. Значительные массы донных наносов, перемещаемые вниз по течению, оставляют в этих ловушках существенную часть тяжелых минералов. Такой селективный, по Н. И. Маккавееву [9], эффект концентрации наблюдается обычно в стрежневой зоне потока, через которую проходит значительно больший объем наносов, чем по периферийным зонам русла.

Эффект отсадки. Тяжелые минералы способны мигрировать по вертикали к основанию активного слоя. Этот процесс воссоздается и многократно усиливается в отсадочных машинах. Эффект отсадки в идеальном случае приводит к явлению сегрегации минералов [17], заключающемся в чередовании по вертикали следующих слоев (сверху вниз): крупные зерна легких минералов, мелкие частицы легких минералов, крупные зерна тяжелых минералов, мелкие частицы тяжелых минералов. Под влиянием эффекта отсадки мелкие зерна тяжелых минералов мигрируют вниз через слой более крупных зерен. Эта миграция осуществляется согласно режиму стесненного падения частиц. Из теории стесненного падения известно, что скорость отсадки существенно зависит от степени разрыхления среды. В реальных условиях частицы с повышенной гидравлической крупностью проникают через активный слой тем быстрее, чем меньше плотность структуры заполнителя, крупнее обломочный материал каркаса, длительнее процесс формирования осадка.

Моделирование процесса отсадки мелких зерен тяжелых минералов в активном слое наиболее просто производится с использованием тяжелых жидкостей в качестве физической модели водно-аллювиальной среды [14].

Способность зерен мигрировать по вертикали под действием эффекта отсадки лучше всего оценивать по соотношению экспериментально замеренных гидравлических крупностей равновеликих зерен кварца и тяжелого минерала. Чем больше разница между ними, тем эффективнее и быстрее концентрируются тяжелые минералы в основании активного слоя (при условии, что гидравлическая крупность минерала превышает скорость восходящих потоков). Соответственно меняется и траектория движения зерен, которая всегда в той или иной степени отклоняется от вертикали [24].

Эффект отсадки приводит к образованию в русловой толще аллювия линз, обогащенных тяжелыми минералами. Положение их в разрезе зависит от мощности активного слоя.

Эффект проседания. Тяжелые минералы перемещаются по вертикали даже в толще неподвижного аллювия. Этот эффект подробно характеризует Ю. В. Шумилов [30] при описании гравитационно-диффузионного механизма формирования россыпей. Он стимулируется движением внутриаллювиальных вод, вибрацией обломков каркаса, криолитогенными явлениями, процессами карстообразования в подстилающих аллювий коренных породах и др. Скорость проседания тяжелых минералов зависит от их гидравлической крупности, плотности упаковки зерен заполнителя, структуры каркаса и т. д. Она значительно уступает скорости отсадки. Эффект проседания обуславливает концентрацию тяжелых минералов в основании аллювиальной толщи и трещинах коренных пород ложа.

Перлювиальный эффект. Различные неровности пород, подстилающих аллювий,— выступы, трещины, углубления, карстовые полости и др. служат преградами и ловушками для тяжелых минералов. Благодаря им тяжелые зерна не переносятся вниз по течению даже при значительных скоростях водного потока, когда в движение приходит вся масса аллювия. Результатом данного эффекта является образование щеточных россыпных концентраций [27].

Наиболее значительные скопления тяжелых минералов под влиянием перлювиального эффекта создаются при условиях очень высокой их гидравлической крупности и близости богатого источника питания.

ВЫВОДЫ

1. Крупнообломочные речные осадки формируются на протяжении нескольких стадий: переноса обломков в виде активного слоя, закрепления крупнообломочного каркаса, заполнения в нем пустот влекомыми, перекачиваемыми, сальтируемыми и взвешенными частицами.

2. Накопление тяжелых минералов в крупнообломочном аллювии контролируется эффектами унаследования, дробления и истирания, шеховатости дна, упаковки, гетерогенности заполнителя, сортировки по гидравлической крупности, селективным, отсадки, проседания и перлювиальным.

3. Различные сочетания этих эффектов обуславливают обогащение тяжелыми минералами одних прослоев русловой фации аллювия и разубоживание других.

Литература

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ, 1938. 495 с.
2. Зорин Л. В. Роль гидрофизических процессов в рельефообразовании и осадконакоплении. М.: Недра, 1977. 240 с.
3. Ибад-заде Ю. А. Движение наносов в открытых руслах. М.: Стройиздат, 1974. 351 с.
4. Имшенецкий А. И. О концентрации тяжелых минералов в аллювии по данным экспериментальных работ.— Сов. геология, 1959, № 7, с. 81—88.
5. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 416 с.
6. Колесов С. В., Резванов Р. А. Модель процесса обогащения аллювиальной россыпи.— В кн.: Ядерно-геофизические, геохимические и изотопные методы в геологии. М.: ОНТИ, 1968, с. 380—391.
7. Костенко Н. Н. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 216 с.
8. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

9. *Маккавеев Н. И.* Основы механизма формирования аллювиальных россыпей.— В кн.: Формирование россыпей в речных долинах Изд-во МГУ, 1980, с. 5—10.
10. *Момджи Г. С.* Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркона.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. М.: Госгортехиздат, 1960, с. 44—57.
11. *Нестеренко Г. В.* Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.
12. *Осовецкий Б. М.* Вещественный состав современного аллювия р. Кубани и условия его формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 66—80.
13. *Осовецкий Б. М.* К теории процесса накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 51—63.
14. *Осовецкий Б. М.* К вопросу о концентрации мелкого золота в аллювиальных россыпях.— Геол. рудн. месторож., 1980, № 1, с. 107—113.
15. *Осовецкий Б. М.* Структура крупнообломочного аллювия по данным дробного granulометрического анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 1, с. 67—77.
16. *Полкарпочкин В. В.* Перенос твердого материала водными потоками и распределение концентраций в речных механических потоках рассеяния.— В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М.: Атомиздат, 1971, с. 74—100.
17. *Полкин С. И., Адамов Э. В.* Обогащение руд цветных и редких металлов. М.: Недра, 1975. 461 с.
18. *Разумихин Н. В.* Экспериментальные данные о распределении тяжелых минералов в русловом аллювии.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1959, вып. 2, с. 92—102.
19. *Разумихин Н. В.* Использование экспериментальных методов для решения некоторых вопросов формирования россыпей.— В кн.: Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 335—343.
20. *Россинский К. И., Дебольский В. К.* Речные наносы. М.: Наука, 1980. 218 с.
21. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
22. *Сигов А. П.* К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам.— Разв. и охрана недр, 1956, № 10, с. 14—22.
23. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
24. *Трушков Ю. Н.* Эволюция и механизм образования россыпей как проекций разрушенных коренных источников на тальвеги долин.— В кн.: Поиски и опыт реконструкции коренных источников золота по разведанным россыпям. Якутск: Изд-во Якутского фил. СО АН СССР, 1975, с. 11—28.
25. *Хмелева Н. В., Григорьев Н. П.* Механизм транспорта тяжелых минералов в процессе формирования аллювиальных толщ.— В кн.: Перемещение полезных компонентов в долинах. Якутск: Изд-во Якутского фил. СО АН СССР, 1977, с. 35—42.
26. *Шанцер Е. В.* О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей.— В кн.: Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 14—27.
27. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981, 383 с.
28. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* Новые экспериментальные данные о поведении частиц золота в водной среде.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1, с. 193—196.
29. *Шумилов Ю. В.* К вопросу о количественной оценке процессов россыпеобразования.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 125—132.
30. *Шумилов Ю. В.* Физико-химические и литогенетические факторы россыпеобразования. М.: Наука, 1981, 270 с.
31. *Moss A. J.* Bed-load sediments.— *Sedimentology*, 1972, v. 18, № 34, p. 159—219.

Пермский государственный
университет

Поступила в редакцию
3.VIII.1982

УДК 553.983(470.4)

СЛАНЦЕНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА

ЖМУР С. И., ЕМЕЦ Т. П., БАРТАШЕВИЧ О. В.,
КОРНИЛИНА В. Е., ЕРМАКОВА В. И.

На площади бассейна выделены три горизонта горючих сланцев, каждый из которых обладает присущими только ему специфическими чертами. По типу строения этих горизонтов, условиям залегания и тектонической приуроченности выделяются — Общесыртовский, Средневолжский и Северо-прикаспийский сланценозные районы.

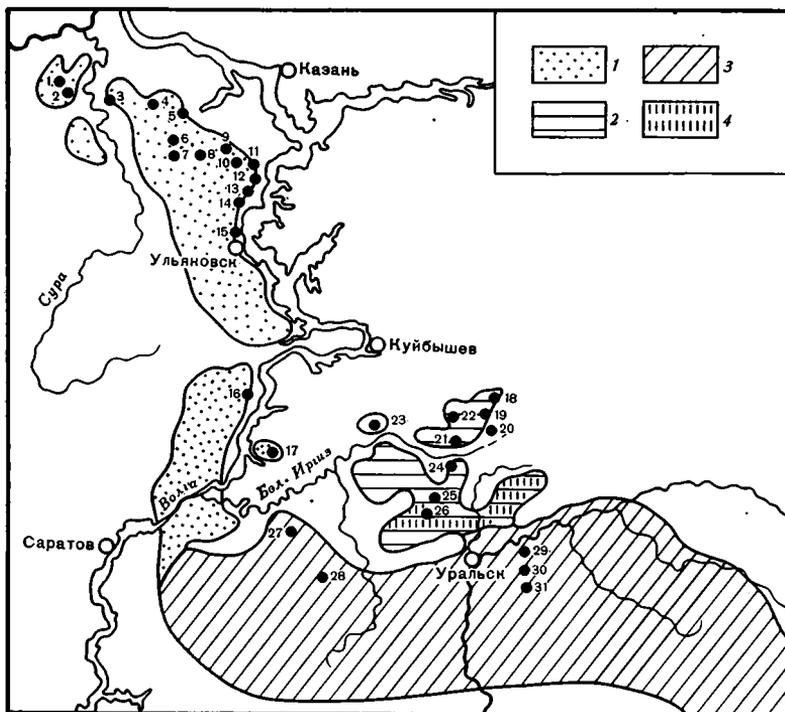
Выделено три петрографических типа сланцев: алеврито-известковистый коллоальгинитовый, известково-глинистый коллоальгинитовый и глинисто-известковистый коллоальгинитовый. Ядерно-физические и химико-битуминологические исследования показали, что ОВ сланцев не могло стать источником генерации сколько-нибудь заметных количеств углеводородных соединений, в том числе и низкомолекулярных.

В последние годы в Волжском бассейне на Перелюб-Благодатовской и Чаганской площадях (фиг. 1) широко развернулись поисково-разведочные работы на горючие сланцы, залегающие среди отложений волжского яруса верхней юры. Анализ полученного в ходе этих работ большого фактического материала позволил выявить на указанных площадях особенности строения сланценозных отложений, выделить в них на основании детальной увязки разрезов выдерживающиеся на значительных расстояниях литологические толщи и сланценозные горизонты, которые затем были прослежены на площади всего бассейна. Проведено изучение органического вещества горючих сланцев петрографическими приемами и комплексом химико-битуминологических и ядерно-физических методов и предпринята попытка увязать качество сланцев с выделенными петрографическими типами.

СТРОЕНИЕ СЛАНЦЕНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ
И РАЙОНИРОВАНИЕ БАССЕЙНА

В отложениях волжского яруса рассматриваемого бассейна, исходя из литологических особенностей строения разреза, характера взаимоотношений слагающих его пород, нами выделяются две свиты: нижняя — кашпировская (J_3^4 кр) и верхняя — коцебинская (J_3^4 кс). Коцебинская свита (зоны V. *Virgatus* и E. *nikitini*) на большей площади своего развития представлена однообразной чередующейся толщей серых глин и известняков. Мощность прослоев глин 0,8—1,5 м, известняков 0,2—0,4 м. В разрезе преобладают глины, реже встречаются мергели и алевриты. Отложения свиты практически не содержат горючих сланцев, только в западной части Общего Сырта в низах свиты отмечаются один-два маломощных (0,3—0,5 м) и не выдержанных по простиранию прослоев глинистых сланцев. Мощность коцебинской свиты в наиболее полных разрезах достигает 20—40 м, обычно же она равна 15—20 м. Фаунистический комплекс свиты составляют виды¹: *Zaraiskites quenstedti* (Rouill), *Z. scyticus* (Visch.), *Z. zaraiskensis* (Mich.), *Z. pilicensis* Mich., *Girardotia su-*

¹ Здесь и далее определения фауны П. А. Герасимова.



Фиг. 1. Карта районирования Волжского бассейна

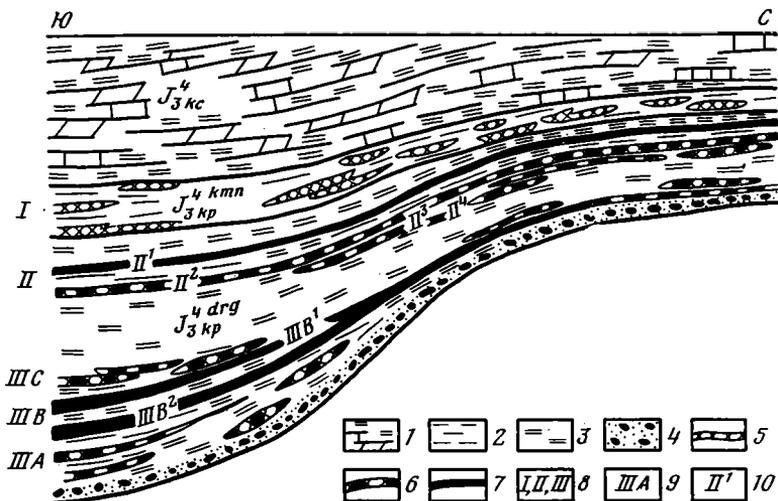
Сланценозные районы (1—3): 1 — Средневожский; 2 — Общесыртовский; 3 — Северо-прикаспийский; 4 — Чаганская и Перелюб-Благодатовская поисковые площади. Месторождения (1—31): 1 — Моревское; 2 — Хухаревское; 3 — Вурнарское, 4 — Санар-Босинское; 5 — Ибресинское; 6 — Буинское; 7 — Липовское; 8 — Шигалинское; 9 — Ембулатовское; 10 — Старошаймурзинское; 11 — Кадышевское; 12 — Бессоновское; 13 — Ундорское; 14 — Захарьевское; 15 — Мостовское; 16 — Кашпирское; 17 — Орловское; 18 — Гришкинское; 19 — Новониколаевское; 20 — Сергеевское; 21 — Кумраси-Гнедовское; 22 — Макаровское; 23 — Дергуновское; 24 — Фитальковское; 25 — Большечерниговское; 26 — Коцебинское; 27 — Савельевское; 28 — Озинковское; 29 — Чернозатонское; 30 — Туксайское; 31 — Новосеменовское

chanovens Gerass., *Buchia rugosa* (Fich.), *B. mosquensis* (Buch.), *Ctenostrion distans* Eichw., *Amphidonta nana* (Sow.), *Liostrea plastica* Eichw. и др.

Из этих же отложений другие исследователи [2, 4, 6] отмечали присутствие *V. virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., а в верхах разреза *E. nikitini* Mich. Отложения коцебинской свиты четко отчленяются от подстилающих ее пород кашпирской свиты, а в западной части Общего Сырта они с базальным слоем в основании залегают на различных стратиграфических ее уровнях. Название свиты присвоено по хут. Коцебу, где слагающие ее отложения обнажаются по р. Каменная Солянка [9].

Наиболее богаты горючими сланцами породы кашпирской свиты (зона *D. panderi*), в составе которой различаются дергуновские (J_3^4 kr^{arg}) и каменные слои (J_3^4 kr^{amn}) и три сланценозных горизонта (I, II, III), каждый из которых содержит несколько пластов горючих сланцев. Первый из них полностью приурочен к каменным слоям, второй и третий — соответственно к верхней и нижней частям дергуновских слоев (название слоям присвоено по д. Дергуновка и р. Каменка, где имеются выходы этих отложений на дневную поверхность, свиты — по местонахождению одного из наиболее полно изученных обнажений, пос. Кашпир).

Каменные слои сложены характерной толщей темно-серых глин, содержащих такие же по цвету прослои горючих сланцев, что позволяет уверенно распознавать эту толщу в разрезе. В глинах и сланцах помимо общих форм с коцебинской свитой содержится большое количество остатков фауны: *Dorsoplanites panderi* Orb., *Buchia rugosa* (Fich.), *Astarte mnevnikensis* (Mil.), *Lingula demissa* Gerass, *Loripes fisherianus*



Фиг. 2. Схематический литологический профиль волжских отложений Общесыртовского и Североприкаспийского сланценосных районов

1 — толща чередования карбонатных глин, мергелей, известняков; 2 — глины темно-серые, в различной степени карбонатные; 3 — глины серые, известковистые, реже мергелевидные; 4 — грубозернисто-фосфоритовый прослой; 5 — горючий сланец темно-серый, алевроито-известковистый, коллоальгинитовый, Q_6^c — 1000—1500 ккал/кг, T^c = 5—8%; 6 — горючий сланец зеленовато-серый, коричневатого-серый, известково-глинистый, коллоальгинитовый, Q_6^c — 1600—2000 ккал/кг, T^c = 8—15%; 7 — горючий сланец, коричневый, глинисто-известковистый, коллоальгинитовый, Q_6^c — 2200—4500 ккал/кг, T^c = 17—27%; 8 — I, II, III — сланценосные горизонты; 9 — IIIA — сланценосные подгоризонты; 10 — II¹ — пласты горючих сланцев

(Orb.), *Aucella russiensis* Bull., *Serpula tetragona* Sow., *Inoceramus pseudoretrorurus* Gerass., *Scurria maeotis* (Fichw.) и др. Особенно богаты органическими остатками прослой горючих сланцев, которые переполнены юными особями *D. panderi* Orb., *Z. scythicus* (Vich.), *Z. quenstedti* (Rouill.), а также *Scurria maeotis* (Eichw.), не встреченная в породах коцебинской свиты. Горючие сланцы горизонта всегда темно-серые до черных со слабыми коричневатыми или зеленоватыми оттенками, глинистые, слюдистые, плитчатые, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, в различной степени карбонатные, с ходами илоедов и присыпками алевроито-детритового материала по плоскостям напластования. Сланцы не образуют выдержанных по площади и в разрезе пластов, строение их сложное. Они часто расщепляются, выклиниваются, фациально замещаются глинами или, наоборот, собираются в один пласт. Количество пластов колеблется от 1 до 3—5. Мощность их 0,1—2 м, общая мощность 2—3,5 м.

Дергуновские слои, в составе которых выделяются II и III сланценосные горизонты, сложены в основном светло-серыми карбонатными, мергелевидными глинами. Мощность слоев колеблется от 60—75 (северная часть Прикаспийской синеклизы) до 30 м (юг Волго-Уральской антиклизы). Второй сланценосный горизонт (фиг. 2) отделяется от первого прослоем светло-серой мергелевидной глины мощностью 1—4 м. Породы горизонта представлены толщей серых известковистых и темно-серых глин мощностью 5—8 м, в которых заключено до четырех пластов горючих сланцев. Комплекс фауны, заключенный в глинах и сланцах, аналогичен описанному из каменных слоев. На южном склоне Волго-Уральской антеклизы (Общий Сырт) обычно встречаются четыре пласта сланцев, в северной части Прикаспийской синеклизы их 1—2 (см. фиг. 2). Наиболее характерные по облику и лучше по качеству сланцы слагают верхний пласт — II¹. Сланцы этого пласта выдерживаются на больших расстояниях и являются надежным маркирующим горизонтом. Цвет сланцев коричневый с зеленоватым или желтоватым оттенком. Они легкие, плотные, плитчатые, тонко- и горизонтально-слоистые, с редки-

ми сплюсненными ходами илоедов, выполненными серой глиной, и крайне редкими и единичными остатками *Z. scyticus* (Vich.), *Z. quenstedti* (Rouill.), *Scurria maeotis* (Eichw.), которые в изобилии встречаются в сланцах каменных слоев. Пласт простой по строению. Мощность 0,1—1,1 м, иногда до 1,5 м.

Второй — четвертый пласты горючих сланцев (II²—II⁴) залегают на 3—6 м ниже пласта II¹ и разделены прослоями темно-серых и светло-серых глин. Сланцы серовато-коричневые, темно-коричневые, плитчатые, глинистые с остатками фауны. Мощность пластов 0,3—0,8 м, редко 1,5—2 м. По качеству сланцы второго—четвертого пластов горизонта уступают сланцам пласта II¹, но выше сланцев I горизонта.

Третий сланценосный горизонт отделяется от второго толщей (10—20 м) серых карбонатных глин с редкими *Z. quenstedti* (Rouill.), *Serpula tetragona* Sow., *Buchia mosquensis* (Buch.), *Girardotia suhanovensis* Gerass. Строение горизонта на площади бассейна не выдержано. Максимальную мощность (25—30 м) и наибольшее количество пластов сланцев (7—9) отложения горизонта имеют в северной части Прикаспийской синеклизы. Здесь достаточно четко различаются три подгоризонта: нижний (IIIА), средний (IIIВ) и верхний (IIIС), каждый из которых содержит несколько пластов сланца (см. фиг. 2). Нижний и верхний подгоризонты содержат по два-три, реже четыре-пять пластов сланцев, сложенных в основном зеленовато-серыми глинистыми разностями, которые по петрографическому составу и качеству практически не отличаются от более темных по цвету сланцев пластов II²—II⁴. Мощность подгоризонтов в этой части бассейна 6—10 м. Пласты сложного строения, незначительны по мощности (0,2—0,7 м), часто выклиниваются и фациально замещаются глинами. В глинах, разделяющих сланцевые пласты, встречаются редкие и малочисленные остатки *Buchia rugosa* (Fich.), *Serpula tetragona* Sow., *Inoceramus pseudoretrorus* Gerass.

На фоне зеленовато-серых глинистых сланцев верхнего и нижнего подгоризонтов резко выделяются разделяющие их коричневые разности сланцев среднего подгоризонта. Макро- и микроскопически эти сланцы аналогичны сланцам пласта II¹. Идентичны они и по качеству. Пластов обычно два (IIIВ¹ и IIIВ²), разделенных 4—5-метровым прослоем глин. Мощность пластов сланца 1,5—2,7 м. Пласты простого и сложного строения. В южной части Волго-Уральской антеклизы мощность горизонта сокращается до 5—10 м в основном за счет уменьшения мощности отложений нижнего подгоризонта. Пласты IIIВ¹ и IIIВ² сближены. Общая их мощность 2—2,5 м. Разделяющий их прослой глин имеет мощность 0,2—1,5 м. На отдельных участках пласты сливаются и образуют единый монолитный пласт мощностью 4—5 м. Сланцы верхнего подгоризонта представлены спорадически. К северу от р. Большой Иргиз третий сланценосный горизонт представлен тремя—четырьмя маломощными пачками глинистых сланцев зеленовато-серого цвета.

На правобережье Волги развит только третий сланценосный горизонт. Преимущественно развиты сланцы среднего подгоризонта — пласты IIIВ¹ и IIIВ², которые разбиты на шесть—восемь маломощных пачек суммарной мощностью до 2 м. Мощность горизонта 5—6 м.

Проведенный анализ строения сланценосных горизонтов, условий их залегания, тектонической приуроченности и распространения позволяет выделить на площади бассейна три сланценосных района: Общесыртовский, Средневолжский и Североприкаспийский (см. фиг. 1).

Общесыртовский сланценосный район в структурном отношении приурочен к Бузулукской впадине и характеризуется наличием всех трех сланценосных горизонтов. Эти же горизонты развиты и в Североприкаспийском сланцевом районе, но здесь значительно меняется строение III горизонта (см. фиг. 2) и к тому же геологическое строение района осложнено соляной тектоникой. Все разведенные в этом районе месторождения (Новосеменовское, Туксайское, Чернозатонское, Озниковское) приурочены к соляно-купольным структурам. В структурном отношении район приурочен к северной части Прикаспийской синеклизы.

Средневолжский район (правобережье Волги примерно от широты Казани до широты г. Вольска) приурочен к Ульяновско-Саратовскому прогибу и Ульяновско-Котельническому погребенному валу. В пределах района развит только один (III) сланценосный горизонт, I и II горизонты размыты.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КАЧЕСТВО ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Изучение вещественно-петрографического состава сланцев Волжского бассейна проводилось традиционными микроскопическими методами в тонких двусторонне-полированных шлифах с применением микроскопов ПОЛАМ-Р311 с микрофотометрическим устройством, ПОЛАМ-Р211 и МЛ-2Б. При идентификации микрокомпонентов, слагающих органическую массу сланцев, использована классификация, предложенная П. П. Тимофеевым, Л. И. Боголюбовой, С. В. Прониным [14]. В основе классификации лежит угольная терминология и используется принцип подразделения компонентов по вещественному составу и структурному признаку, что позволяет более детально классифицировать органическое вещество (ОВ).

Как следует из изложенного выше, в разрезе сланценосной толщи макроскопически выделяется три разновидности горючих сланцев. ОВ первой разновидности сланцев, входящих в состав первого сланценосного горизонта, характеризуются однотипностью состава и незначительной сохранностью первоначальных форм исходного материала. Состав ОВ определяется прежде всего сапропелевой «основной массой» петельчатой и комковатой структуры, равномерно распределенной в минеральной матрице. Форменные мацералы имеют подчиненное значение и представлены эльгинитом-талломитом с различной степенью сохранности структуры водорослей.

В изученных образцах фиксируется незначительное количество (2—5%) мацералов группы витринита и группы фюзинита, а также микрокомпонентов, относимых к псевдовитриниту. Витринитовые компоненты представляют собой остатки лигнинно-целлюлозных тканей вышедших растений, значительно гелефицированных. Фюзинизированные мацералы образовались в процессе окисления сильно разложенного и частично сохранившего растительную структуру гумусового ОВ. Их накопление носит явно автохтонный характер и связано с поступлением терригенного материала в бассейн седиментации. По данным Г. К. Хрустальной и А. А. Гонцова [15], в сланцах этого типа микрокомпоненты группы витринита с включениями фюзинита в общей массе ОВ составляют 10—25%, однако, как указывает автор, «типичный витринит» не превышает 5%. Вероятно, значительную долю здесь составляют витреноподобные компоненты — псевдовитриниты. По мнению А. Г. Войцеховской и Г. М. Парпаровой, витреноподобные компоненты являются продуктом преобразования бурых водорослей. Возможно, наличие компонентов, относимых к псевдовитриниту, связано с донными травами типа *Zostera*, которые М. Н. Страхов считал исходным материалом для образования волжских сланцев [13]. Микроскопическое изучение тонких шлифов в ультрафиолетовом свете показало присутствие обрывков тонких кутинизированных тканей. Можно предположить, что появление этих микрокомпонентов обязано нематофитам. Среди форменных мацералов фиксируются изотропные включения неправильной и округлой формы ярко-желтого цвета, которые, по всей видимости, являются остатками простейших фотосинтезирующих одноклеточных растений — кокколитофорид, установленных недавно в рассматриваемых отложениях как в сланцах, так и во вмещающих их глинах [10]. Высказывалось мнение, что эта группа организмов играет ведущую роль в образовании морских карбонатно-углеродистых формаций, в том числе и верхнеюрской формации востока европейской части СССР [8].

Показатель преломления альгинитовых компонентов данного типа сланцев 1,595—1,625, что позволяет определить стадию катагенеза ОВ не выше ПК₂.

Для минеральной части этих сланцев характерно значительное содержание (20—30%) терригенных компонентов алевритовой размерности, представленной кварцем, редкими зернами полевых шпатов, чешуйками слюды, цирконом, гранатом, эпидотом. Из аутигенных минералов присутствуют пирит и глауконит. Глинистое вещество, как показали рентгеновские исследования, имеет многокомпонентный состав, в который входят гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. Глинистое вещество в большей или меньшей степени обогащено тонкозернистым карбонатом.

По соотношению слагающих ОВ микрокомпонентов и минеральной массы, согласно А. И. Гинзбург [5], эту разновидность сланца следует отнести к алеврито-известковисто-коллоальгинитовому петрографическому типу.

Керогенообразующая основная масса сланцев второй разновидности, слагающих пласты II¹ и IIIВ¹⁻², альгинитовая и по характеру распределения в породе, степени разложенности исходного материала не отличается от описанной для I горизонта. Лишь в отдельных углепетрографических препаратах отмечена участками большая степень гелефикации ОВ и преобладание комковатой структуры. Форменные мацералы также не отличаются большим разнообразием — это различной степени сохранности водоросли (альгинито-талломит). Характерная особенность сланцев этого пласта, как и всех сланцев, залегающих ниже I горизонта, — отсутствие микрокомпонентов групп витринита и фюзинита. Не фиксируется в изученных образцах и псевдовитринит. Ближе к кровле и подошве пласта распределение ОВ в минеральной матрице неравномерно, в связи с чем и окраска сланцев в проходящем свете меняется от желтых и бурых до серо-желтых оттенков.

Глинистое вещество (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит) присутствует в небольшом количестве. Карбонаты представлены кальцитом, который слагает обломки раковин, замещает остатки водорослей, тонко прорастает глинистую массу и образует идиоморфные кристаллы размером 0,015—0,01 мм, нередко подчеркивающие слоистость. Тонкодисперсный кальцит иногда концентрируется в микролинзочки в глинисто-органогенной массе, вытянутые по слоистости. В сланцах присутствуют обломки макро- и микрофауны, сложенные кальцитом, реже опалом, фосфатом. Псаммитовая составляющая имеется в крайне ограниченном количестве. По соотношению минеральной и органической составляющих сланцы этого пласта относятся к глинисто-известковому коллоальгинитовому типу.

Степень преобразованности ОВ этого типа, как и вышеописанных, находится в зоне ПК₂.

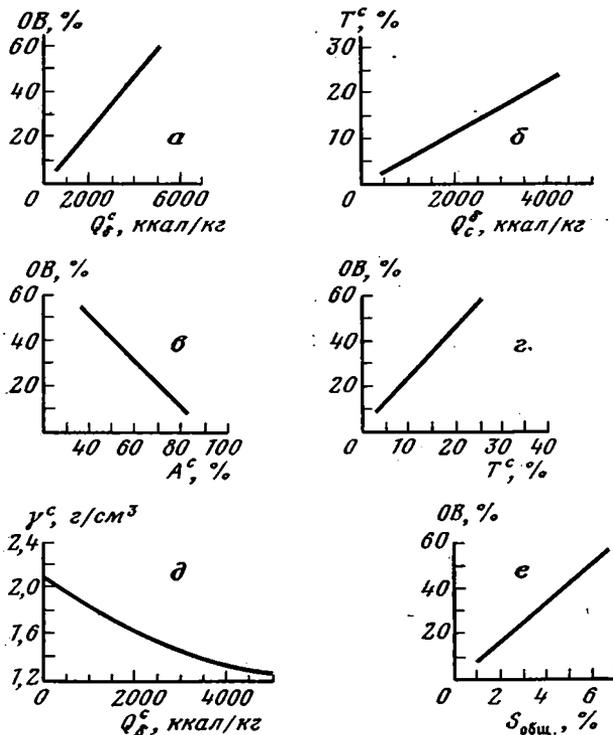
Сланцы третьей разновидности, пользующиеся преимущественным развитием, отличаются от описанных выше только тем, что глинистая составляющая содержится в них в явно больших количествах, что позволяет отнести эти сланцы к известково-глинисто-коллоальгинитовому типу.

Наиболее высокими по качеству являются сланцы, относимые нами к глинисто-известковистому коллоальгинитовому типу: теплота сгорания (Q_6°) — 2500—4200 ккал/кг и выход смол (T°) до 24—27%. Сланцы известково-глинистые коллоальгинитовые, входящие в состав второго и третьего горизонта, хотя и преобладают по объему, но их промышленная ценность на сегодняшний день весьма проблематична из-за достаточно высокой зольности (A° — 68—78%) и достаточно низкой калорийности (Q_6° — 1600—1200 ккал/кг). И совсем не пригодны для промышленного использования алеврито-известковистые сланцы I горизонта, самые низкачественные из выделенных разновидностей (Q_6° — 1000—1500 ккал/кг, T° — 5—8%) (см. табл. 1).

Качественные параметры разновидностей горючих сланцев Волжского бассейна

Петрографический тип	Качественные параметры						
	A^c	CO_2	ν^c	Q_6^c	T^c	$S_{общ}$	Объемн. вес
Сланец алевроито-известковистый коллоальгинитовый (I горизонт)	73—78	7—10	13—15	1000—1500	5—8	1,6—3,3	1,6—1,7
Сланец глинисто-известковистый коллоальгинитовый (пласты II ¹ , IIIВ ¹ , IIIВ ²)	36—53	6—14	34—45	2500—4200	17—24	4—6	1,3—1,4
Сланец известково-глинистый коллоальгинитовый (пласты II ² —II ⁴ подгоризонтов IIIА и IIIС)	68—78	6—15	13—21	1600—2000	8—15	2—3,5	1,6—1,7

Составленные графики зависимости между содержанием ОВ и различными показателями качества свидетельствуют о наличии прямой функциональной зависимости между содержанием в сланцах ОВ и теплотой сгорания ОВ и выходом смол. Исходя из графиков, можно констатировать, что увеличение содержания в сланцах ОВ на 10% влечет соответственно увеличение Q_6^c на 1000 ккал/кг и T^c на 6—7% (фиг. 3, а, г). Установлена также зависимость между содержанием ОВ и зольностью (фиг. 3, в). Кроме того, выявлено наличие определенных корреляционных связей между отдельными параметрами качества, а именно установлено, что с увеличением выхода смол на 5% на 700—800 ккал/кг повышается теплотворная способность сланца (фиг. 3, б) а с уменьше-



Фиг. 3. Графики зависимости между различными показателями качества волжских сланцев
 а — органического вещества (ОВ) и теплоты сгорания; сланца (Q_6^c);
 б — выхода смол (T^c) и (Q_6^c), в — ОВ и зольности (A^c); г — ОВ и выхода смол (T^c); д — объемного веса (γ) и (Q_6^c); е — ОВ и серы ($S_{общ}$)

нием объемного веса на $0,2 \text{ г/см}^3$ — она увеличивается примерно на 1000 ккал/кг (фиг. 3, д).

По-видимому, существует зависимость между выходом летучих и калорийностью V^c и Q_6^c , так как лучшие по качеству сланцы (пласты II¹, III¹⁻²) имеют примерно в 3 раза выше и Q_6^c и V^c по сравнению с наиболее низкокачественными сланцами I горизонта (см. табл. 1). Сера в сланцах в основном (до 60—70%) органическая, сульфидная 20—50%, сульфатная 2—8%. Содержание $S_{\text{общ}}$ зависит от количества ОВ в сланцах (фиг. 3, е).

Проведенный нами сравнительный анализ [7] качества волжских сланцев и кукерситов показал, что, несмотря на более высокое в целом качество кукерситов по сравнению с волжскими сланцами, лучшие разновидности последних (глинисто-известковистый коллоальгинитовый тип) не уступают кукерситам по основным параметрам качества — выходу смол (до 20—27%) и теплоте сгорания (4000—5000 ккал/кг), и при успешном решении вопроса извлечения из них S могут служить надежным источником энерготехнологического сырья для юго-востока СССР.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Результаты исследования ОВ сланцев методом ЯМР низкого разрешения показали, что оно обеднено водородом (амплитуда ЯМР-сигнала 10 мм) и практически не содержит подвижных водородсодержащих соединений (ширина сигнала колеблется от 7 до 12 Э)² [3]. Количество парамагнитных центров в ОВ, установленных методом ЭПР, варьирует в пределах от 1 до $6,6 \cdot 10^{17}$ на грамм породы, что при значительной насыщенности пород ОВ (табл. 2) свидетельствует о его невысоком парамагнетизме и начальных стадиях катагенетической преобразованности. Последнее также находит подтверждение и в значениях ширины ЭПР-сигнала — 3,6—4 Э. Специальными исследованиями установлено, что указанным значениям ширины сигнала соответствует ОВ, степень преобразованности которого не превышает стадии позднего протокатагенеза (ПК₃).

Способом горячего экстрагирования из сланцев был извлечен и изучен хлороформенный битумоид (ХБА), составляющий от 0,2 до 0,23% и более на породу. Количество ХБА находится в прямой зависимости от содержания $S_{\text{орг}}$ (см. табл. 2). Выделенные разности сланцев имеют одинаковый состав ХБА, для которого характерно: низкое содержание масел (5,5—6,7%), петролейно-эфирных (5,0—7,0%) и бензольных (до 14%) смол при повышенных количествах спиртобензольных смол (45—52%) и асфальтенов (23—27%). Согласно данным ИК-спектроскопии (см. фиг. 3), спиртобензольные смолы представляют собой сложные гетеросистемы, основным структурным элементом которых являются кислородсодержащие группы различных типов, образующие на ИК-спектрах высокоинтенсивную широкую полосу поглощения (п. п.) в области $1650—1740 \text{ см}^{-1}$. Наличие п. п. при $1038—1040 \text{ см}^{-1}$ свидетельствует об участии сульфоксидных структур [3]. Углеводородные функциональные группы (CH_2 и CH_3 — п. п. 1460 и 1380 см^{-1}) присутствуют в ограниченном количестве. Бензольные смолы в определенной степени сохраняют структурные признаки спиртобензольных смол, т. е. в них сохраняется преобладающая роль кислородсодержащих групп, однако при возросшем участии в них углеводородных групп.

В петролейно-эфирных смолах резко снижается количество кислородсодержащих структур и основу составляют углеводородные как метано-нафтенновые (п. п. 1460 , 1380 см^{-1}), так и голаядерные ароматические (п. п. 1610 , 820 см^{-1}).

Масла имеют алифатическое строение — это преимущественно алканы (п. п. 1460 , 1380 см^{-1}), кислородные и ароматические структуры практически отсутствуют (п. п. 1720 и 1610 см^{-1}).

² Параметры нефтенасыщенных пород: амплитуда от 80 до 100 мм и более, ширина до 1—1,5 Э.

Физико-химическая характеристика органического вещества горючих сланцев

Паспорт образца	Сорг. %	ХБА, %	ЭПР-спектро- скопия		ЯМР-спектро- скопия		Компонентный состав ХБА, %				
			КПЦ	$\Delta H, \text{Э}$	$A, \text{мм}$	$\Delta H, \text{Э}$	М	П/Э	Б	С/Б	А
Камелик-Чеганская скв. 90 (I горизонт)	10,70	0,02	2,59	4,00	10,50	8,32	6,72	6,82	14,30	44,66	27,50
Пл. Камелик-Чеганская, скв. 86 (III горизонт)	32,15	0,23	5,66	4,69	13,00	12,47	5,42	5,26	15,00	50,20	24,12
Пл. Кашпирская, пласт I (III горизонт)	14,90	0,02	2,89	4,28	11,00	10,88	—	—	—	—	—
Пл. Кашпирская, пласт II (III горизонт)	22,09	0,08	6,58	4,42	12,17	9,50	6,14	5,00	14,30	51,31	23,26

Примечание. М — масла; П/Э — петролейно-эфирные смолы; Б — бензолные смолы; С/Б — спиртобензолные смолы; А — асфальтены; КПЦ — количество парамагнитных центров в породе, $\cdot 10^{17}$; $\Delta H, \text{Э}$ — ширина ЭПР и ЯМР-сигнала, Э; $A, \text{мм}$ — амплитуда ЯМР-сигнала, мм.

Методом газово-жидкостной хроматографии установлено, что в маслах (Кашпирское месторождение) ряд алканов имеет протяженность от C_{14-17} до C_{30-33} , максимальные содержания приходится на C_{21-25} , а «жидкие» соединения (до C_{16} включительно) либо отсутствуют, либо составляют всего 5—10% от общей суммы n -алканов, коэффициент нечетности равен 1,5—1,7. В ряду изопреноидов не обнаружены низкомолекулярные соединения (ряд начинается с C_{18}); максимальным содержанием обладает фитан (C_{20}); отношение пристана (C_{19}) к фитану 0,5, а суммы изопреноидов к сумме n -алканов 0,1—0,3. В высокотемпературной области ряда n -алканов между пиками C_{27} и C_{31} расположены высокоинтенсивные промежуточные пики, соответствующие, очевидно, тетра- и пентациклическим нафтенам (гопанам и стеранам) [1].

Установленные химико-битуминологическими, структурно-хроматографическими методами геохимические параметры однозначно свидетельствуют о том, что ОВ сланцев Волжского бассейна бедно водородом, практически не содержит подвижных водородсодержащих соединений и обладает низким парамагнетизмом. В составе ХБА преобладающими компонентами являются спиртобензолные смолы и асфальтены. Структурной основой смолистых соединений являются гетеросистемы с низким содержанием углеводородных функциональных групп, а масел — высокомолекулярные алканы преимущественно нормального строения. В ряду n -алканов соединения с нечетным числом атомов углерода преобладают над соединениями с четными.

ВЫВОДЫ

1. На территории Волжского бассейна в отложениях волжского яруса выделены две свиты — коцебинская и кашпирская, а в составе последней выделены три сланценосных горизонта, каждый из которых обладает только ему присущими специфическими чертами. По типу строения сланценосных горизонтов, их количеству, условиям залегания и тектонической приуроченности выделяются три сланценосных района: Общесыртовский, Средневолжский и Североприкаспийский.

2. В сланценосных горизонтах установлено три петрографических типа горючих сланцев: алевроито-известковистый коллоальгинитовый, известково-глинистый коллоальгинитовый и глинисто-известковистый коллоальгинитовый. Лучшие по качеству сланцы — глинисто-известковистые коллоальгинитовые. Они по основным параметрам качества (теплоте сгорания и выходу смол) приближаются к кукерситам. Сложенные этим типом сланцев пласты II¹, III¹ и III² представляют наибольший

промышленный интерес, так как они развиты на значительной территории, имеют рабочую мощность. Сланцы известково-глинистые коллоальгинитовые второго и третьего горизонтов хотя и преобладают по объему, но промышленная их ценность на сегодняшний день весьма проблематична. Алевроито-известковистые коллоальгинитовые сланцы I горизонта обладают низким качеством и не пригодны для промышленного освоения.

3. Об изученных сланцев, судя по результатам комплексных геохимических исследований и данным углепетрографии, находится в зоне катагенеза, характеризующейся низкой генерацией жидких углеводородов.

4. Установленные корреляционные зависимости между различными показателями качества горючих сланцев позволяют сократить объем лабораторных исследований за счет расчетного определения одних параметров через другие.

Литература

1. Арефьев О. А., Гуляева Н. Д., Петров Ал. А. Стерпановые и тритерпановые углеводороды в горючих сланцах.— В кн.: Геохимия горючих сланцев (Тез. докл. Всес. совещ.). Таллин, 1978, с. 38—40.
2. Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России. Т. I, вып. 2. Ленинград: Изд. геол. ком., 1926. 420 с.
3. Барташевич О. В. Нефтегазописковая битуминология: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-минерал. наук. М., 1979. 60 с.
4. Геология месторождений угля и горючих сланцев. Т. II. 1968. Москва: Недра. 608 с.
5. Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 39—52.
6. Девиз Т. Л. Волго-Уральская нефтяная область. Юрские и меловые отложения. Л.: Гостоптехиздат, 1969. 336 с.
7. Жмур С. И., Каттай В. А. Сравнительный анализ качества горючих сланцев Волжского и Прибалтийского бассейнов.— В кн.: VIII Всес. угольное совещание (Тез. докл.). Ростов-на-Дону, 1980, с. 269—271.
8. Жмур С. И. О роли известковистого наннопланктона (кокколитофорид) в образовании морских карбонатно-углеродистых формаций.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. (Тез. докл. V Всес. совещ.). М.: Наука, 1981, с. 86—88.
9. Камышева-Елпатьевская В. Т. Юрские отложения юго-востока европейской части СССР. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1947. 117 с.
10. Ляльева С. А., Жмур С. И. Наннопланктон верхнеюрских отложений Восточного Заволжья.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5, с. 1197—2000.
11. Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между г. Куйбышевым и Оренбургом.— Бюл. МОИП, 1936, т. XIV (6), с. 467—549.
12. Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
13. Страхов Н. М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* d'Orb. (очерк литологии).— Бюл. МОИП, Нов. серия, т. 42, отд. геол., 1934, т. XII, № 2, с. 200—247.
14. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Пронин С. В. Микрокомпонентный состав органического вещества «черных сланцев» Бискайского залива и их нефтегазоматеринский потенциал.— В кн.: Накопление и преобразование сидикахитов. М.: Наука, 1979, с. 18—38.
15. Хрусталева Г. К., Гонцов А. А. Петрографическая характеристика горючих сланцев Поволжья.— Сов. геология, 1980, № 2, с. 112—115.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
10.1.1983

УДК 622.363.12

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ СЕРОНОСНЫХ КАРБОНАТОВ

КРОПАЧЕВА С. К., ПОНОМАРЕВ В. Е.

По результатам опробования продуктивных отложений сульфатной толщи на флангах Загайпольского серного месторождения в них изучена изменчивость содержаний терригенных составляющих. Она изменяется в разрезе толщи и зависит от генетического типа породы. Для проведения количественного сопоставления с теми же компонентами в сероносных известняках с целью проверки унаследованности их от исходных сульфатноносных пород в соответствии с теорией инфильтрационного метасоматоза проведен анализ стабильности состава нерастворимого остатка сульфатов при переходе в руды. Сделан вывод, что количественно правомерно сравнивать только содержание глинистой примеси, так как аутигенные минералы и некоторые терригенные (минералы кремнезема) приобретают подвижность при метасоматических преобразованиях. Сравнение содержаний глинистых примесей в определенных текстурных разновидностях сульфатноносных пород и в серных рудах с унаследованными от них текстурами показало их количественную сопоставимость, что свидетельствует об инфильтрационном метасоматозе. Доказывается полигенность карбонатной составляющей серных руд на основании присутствия в ней седиментационных и метасоматических генераций карбонатов.

В проблеме генезиса месторождений самородной серы, приуроченных к осадочным формациям, одним из главных вопросов является выяснение условий формирования карбонатной составляющей серных руд. В период господства гипотезы сингенеза серы [2, 3] естественно было причислять карбонатные породы, в которых сосредоточена серная минерализация, к обычным морским или лагунным известнякам. Сторонники эпигенетической теории [1] серу и сопутствующий ей комплекс парагенных минералов считают вторичными, однако придерживаются представлений, что основная масса вмещающих карбонатов имеет седиментационное происхождение. В плане теории инфильтрационного метасоматоза, основные положения которой наиболее полно освещены работами А. С. Соколова [15—17] и Н. П. Юшкина [18], карбонатную составляющую серных руд следует относить к постседиментационным образованиям. Исходя из этой теории, и сера, и вмещающие ее карбонатные породы возникли на месте метасоматического преобразования сульфатных отложений, кальций которых расходовался на формирование вторичного кальцита, а сульфат служил источником самородной серы. Такая точка зрения, подкрепленная петрографическими доказательствами [4, 13], дала основание назвать вмещающие серу карбонаты «метагипсами» [14].

На тех месторождениях, где серно-кальцитовые тела имеют форму, близкую к штокверковой, и пересекают толщу вмещающих малоизмененных, существенно сульфатных пород, выводы о вторичности карбонатов в рудах сомнений не вызывают. К таким месторождениям относится, например, Гаурдак [10]. На месторождениях с пластообразным типом залежей, к которым применимо название «стратиформные», вмещающие серу карбонаты образуют сравнительно выдержанные пласты и линзы. По структурно-текстурным особенностям эти породы часто неотличимы от обычных хомогенных карбонатных отложений, известных в галогенных формациях, поэтому происхождение карбонатной составляющей серных руд пластообразных месторождений, широко развитых в Предкарпатье, продолжает оставаться предметом дискуссий.

Одним из методов проверки правильности тех или иных представлений о происхождении серных руд пластообразных месторождений яв-

ляются литолого-петрографические исследования. Доказательством инфльтрационно-метасоматического образования серных руд, в том числе и их карбонатной составляющей, по сульфатным породам следует считать не только присутствие в них псевдоморфоз серно-кальцитовых руд по сульфатным минералам, но и унаследованность количества терригенной примеси из материнских пород.

В результате литологического изучения предкарпатских месторождений складывается впечатление, что количество нерастворимого остатка в серных рудах несопоставимо с тем же компонентом в гипсоангидридах. По данным Б. В. Мерлича и Н. М. Даценко [12], содержание нерастворимых остатков в породах сульфатной толщи (среднее 1,7%) и в серных рудах (среднее более 5%) противоречит выводам о метасоматическом замещении гипсоангидритов серно-кальцитовыми образованиями. Карбонатные породы, вмещающие серу, они относят к седиментационным известнякам. Сходные данные были получены А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной [11] по материалам литологического изучения Немировского и одного из польских месторождений.

Проведенное нами детальное литолого-петрографическое изучение вмещающих пород и руд серных месторождений Предкарпатья позволяет высказать сомнение в обоснованности выводов, сделанных вышеупомянутыми исследователями. При сопоставлении количества терригенной примеси нерастворимых остатков в рудах и сульфатных породах ими не были учтены следующие обстоятельства. Отложения продуктивной сульфатной толщи (тирасская свита верхнего тортона) по соотношениям основных аутигенных породообразующих минералов (сульфаты, карбонаты) и по количеству терригенных примесей неоднородны. В соответствии с накоплением в различных фациальных обстановках среди них могут быть выделены разные генетические типы, подразделяющиеся на разновидности (табл. 1). Установлено, что процессы серного рудогенеза на предкарпатских месторождениях развиваются избирательно: руды формируются только по породам с определенными текстурными особенностями [5, 6]. Не все типы пород сульфатной толщи, в частности плотные моносльфатные, могут быть преобразованы в сплошные серно-кальцитовые новообразования. Исходными породами при формировании руд в большинстве случаев являлись смешанные карбонатно-сульфатные породы слоистой и порфиroidной текстур. По моносльфатным породам процессы серообразования захватывают только зонки вдоль трещин, что обуславливает в них убогую минерализацию.

Судить о количестве терригенной примеси в исходных сульфатах для сопоставления с нерастворимыми остатками в рудах следует не по любым их структурно-текстурным разновидностям, а только по тем типам, которые могут претерпевать метасоматические преобразования полностью до образования руд. Контролем здесь может служить унаследованность текстур руд от исходных отложений или корреляция сульфатных пород одного и того же генетического типа с пластами руд. Такая корреляция осуществима по разрезам продуктивной толщи, расчлененной на слои в соответствии со структурно-текстурными особенностями сульфатноносных пород и их вещественному составу. Примеры подобных разрезов показаны на фиг. 1 и 2, которые построены на основании собственного описания керна. При его документации авторы руководствовались генетической классификацией сульфатных и сульфатноносных пород. Подобные разрезы могут быть построены и в тех случаях, когда сульфатная толща значительно изменена. Зная направленность вторичных преобразований, генетический тип пород можно устанавливать и по вторичным текстурам.

На разрезе Гримновского месторождения (фиг. 2) отсутствуют незамещенные нодулярные известково-сульфатные породы (разновидность порфиroidного типа), хотя мелковкрапленные руды, унаследовавшие их текстуры, служат доказательством бывшего присутствия в верхней части продуктивной толщи таких пород. В тех участках залежи, где метасоматоз захватил весь разрез тирасской свиты, интервалы руд в нижней

Характеристика основных генетических типов пород сульфатной толщи тирасской свиты

Текстурные типы и разновидности	Характеристика	Усредненное ¹ содержание н. о., %	Обстановка формирования
I. Слоистые 1. Горизонтально-слоистые моносульфатные (ламиниты)	Слойки сульфатов мощностью от 0,5—2 мм до 1 см, отличающиеся друг от друга либо только крупностью зерен, либо разделенные глинистыми пленками. Слойчатость выдержанная, горизонтальная	1,2	Субаквальная, ниже зоны фотосинтеза
2. Глинисто-ангидритовые ритмиты	Слойки сульфатов, не превышающие мощность 2—3 мм, разделенные соразмерными или вдвое более тонкими прослойками темных битуминозных, иногда карбонатных глин. Слоистость горизонтальная, нередко с мельчайшей гофрировкой. Мощность слойков хорошо выдерживается	6,3	То же
3. Карбонатно-сульфатные волнисто-слоистые	Слойки сульфатов мощностью от нескольких миллиметров до 1—1,5 см, разделенные вдвое более тонкими известковыми или глинисто-известковыми, обогащенными органикой волнистыми известковыми прослойками. Слойчатость неровная, мощность слойков невыдержанная	4,1	Субаквальная, в зоне фотосинтеза (прибрежная часть галогенного бассейна, соляные озера на приливно-отливных равнинах)
II. Карбонатно-сульфатные порфировидные	Слоистость отсутствует или неясная. Включения сульфатов в форме отдельных кристаллов или агрегатов размещаются в известковом или глинисто-известковом материале, образующем основной каркас породы. Вмещающий материал седиментационного происхождения, включения сульфатов разрастаются субаэрально	3,7—8,25	Субаэральная, фации палеосебкхи
1. Микровкрапленные	Внешне однородные, массивные, напоминают известняки или мергели. Рассеянные кристаллики сульфатов размером менее 0,5 мм распознаются только под увеличением		То же
2. Мелковкрапленные	Кристаллы сульфатов и их агрегаты хорошо заметны во вмещающем карбонатном каркасе, ориентированы по наслоению. Гнезда и вкрапленники сульфатов достигают площади нескольких квадратных миллиметров		»
3. Нодулярные	Скопления тесно сближенных овальных нодулей (желвачков) сульфатов размером в поперечнике от 0,1 мм до 1—1,5 см. Вмещающий материал тот же. Иногда наблюдается неясная слойчатость, вдоль которой ориентированы нодули		»
III. Строматоли-топодобные	Текстура соответствует столбчато-пластовым строматолитам. Тонкие волнистые слойки пережимаются или выклиниваются в пределах коротких участков. На скеле породы образуется бугорчатость	1,7	Субаэральная, образовались путем сульфатизации еще слабо литифицированных строматолитов
IV. Крупнокристаллические гипсы	Крупные шестоватые кристаллы, часто саблевидные, длиной от нескольких сантиметров до 1—3 м, ориентированные субвертикально к плоскости напластования; характерны двойники типа «ласточкин хвост»		Субаквальная

Таблица 1 (окончание)

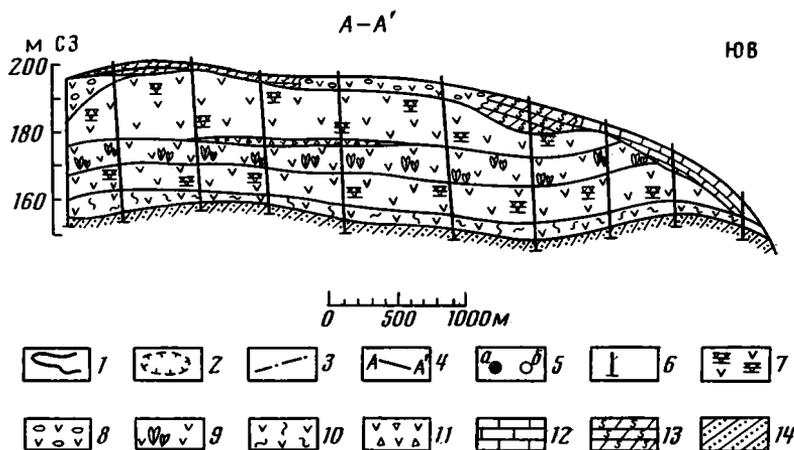
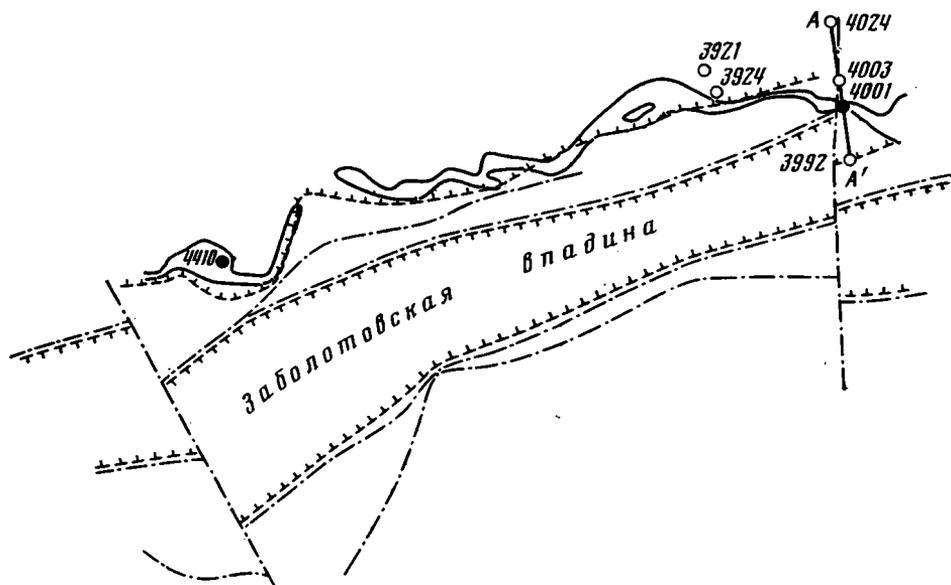
Текстурные типы и разновидности	Характеристика	Усредненное ¹ содержание н. о., %	Обстановка формирования
1. Грубо наклонные, мономинеральные	Слои крупнокристаллического гипса мощностью до 10—20 см чередуются с мелкозернистыми сульфатами (ангидрит, вторичный алебастровый гипс)	1,9	Субаквальная
2. С примесью седиментационных карбонатов	Участки сплошных карбонатов или глинисто-карбонатного материала, нередко с мелкими включениями сульфатов, разделяют кристаллы гипса. Слоистость отсутствует	4,5	Субаквальная в зоне фотосинтеза и субаэральная (фации палеосебкки)

¹ По данным химических анализов пород сульфатной толщи в юго-восточной части Предкарпатского сероносного бассейна (аутигенные минералы исключены).

половине залежи развивались по слою ангидритизированных крупнокристаллических гипсов с существенной примесью карбонатов. Следовательно, содержание терригенных примесей в рудах в пределах верхней части залежи сопоставлять не с чем, так как исходные породы в незамещенном виде здесь не обнаружены. За пределами залежи характер разреза в связи с фациальным выклиниванием нодулярных пород изменяется, а в верхней части появляется другой генетический тип отложений. С ним сопоставлять руды неправомерно.

Иная картина наблюдается на разрезе продуктивной толщи, построенном по материалам детальных поисков на восточном окончании Загайпольского месторождения (см. фиг. 1). На этой площади исходные для серного метасоматоза породы в верхней части толщи преобразованы в руды не повсеместно. Серно-кальцитовые рудные тела представлены относительно небольшими линзами, переходы которых в слои сульфатоносных пород соответствующего состава и структурно-текстурных особенностей можно проследить. Метасоматическим преобразованиям здесь подвергались известково-сульфатные отложения модулярной текстуры. В ряде скважин можно наблюдать по керну унаследованность первичных (неперекристаллизованных) текстур в рудах от текстур этих смешанных пород. Сера совместно с вторичным кальцитом образует вкрапленники, по форме и размерам тождественные сульфатным модулям в исходных породах (фиг. 3). В шлифах также наблюдаются метасоматические микроструктуры, свидетельствующие о замещении смешанных известково-сульфатных пород. На таких площадях, где в разрезах сохранились незамещенные исходные породы, правомерно производить сопоставление терригенной примеси в них и рудах. Фланги Загайпольского месторождения и были выбраны в качестве площади для проведения такого сопоставления.

При опробовании керна скважин был применен метод точечной борозды с шагом опробования 1,0—1,5 м (с учетом смены генетического типа пород). При выборе скважин принимались во внимание степень измененности вторичными процессами как сульфатных, так и рудных горизонтов (закарстованность, перекристаллизация, обилие вторичных жилков сульфатов и кальцита). Эти факторы могут неблагоприятно влиять на результаты сопоставления, так как значительная закарстованность в рудах локально увеличивает содержание терригенных примесей по краям карстовых пустот. При точечном бороздовом опробовании на закарстованных интервалах керна практически невозможно учитывать объемные соотношения исходного гипса и сероносных известняков. Предлагаемые для этих целей А. Ю. Ленин и Е. М. Ривкиной [11] методы расчетов приемлемы только при штупном опробовании. Однако последнее менее информативно для поставленной задачи сопоставления количества терригенных примесей, поскольку в сульфатных породах на-

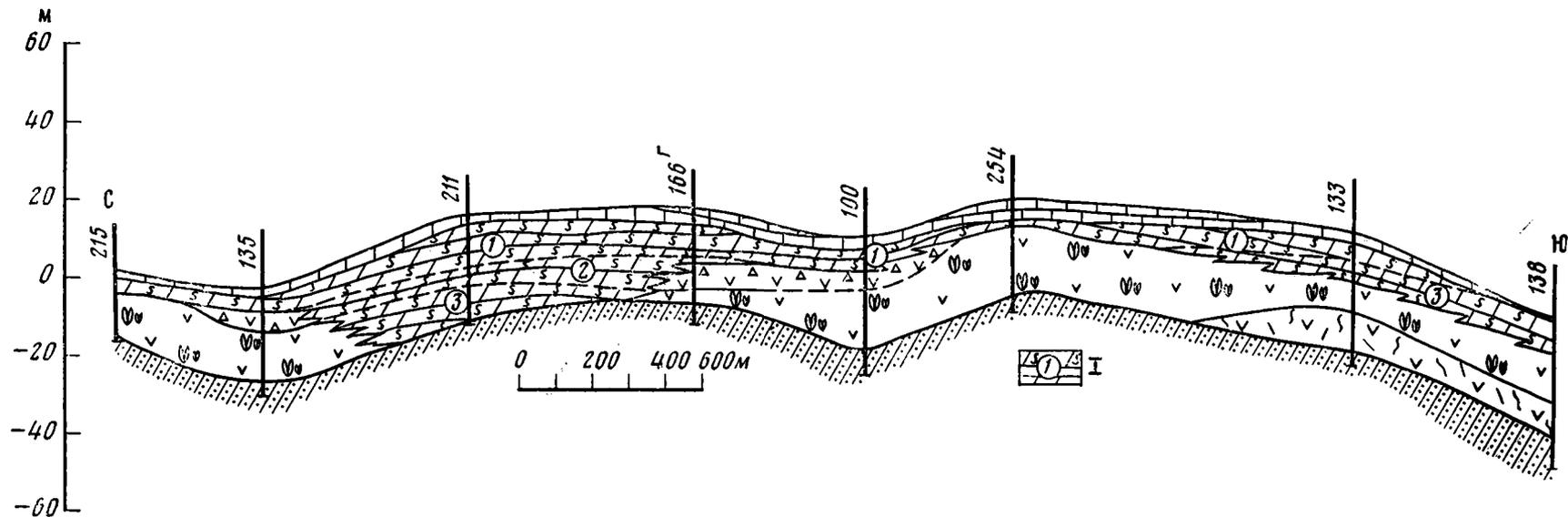


Фиг. 1. Схема восточных флангов Загайпольского месторождения (составлена с использованием материалов Прикарпатской геологоразведочной партии). Внизу приведен разрез тиасской свиты

1 — контур сернорудных кальцититов; 2 — контур выклинивания продуктивного гипсоангидритового горизонта; 3 — разрывные нарушения, ограничивающие Заболотовскую впадину; 4 — профиль скважин, по которому построен разрез; 5 — скважины, детально изученные для сопоставления содержаний терригенной примеси в исходных сульфатоносных породах и серных рудах: *a* — рудные, *б* — безрудные; 6 — буровые скважины; 7 — гипсоангидриты моносulfатные однородной массивной текстуры с реликтами горизонтальной слоистости; 8 — карбонатно-сульфатные породы нодулярной текстуры; 9 — ангидритизированные крупнокристаллические гипсы; 10 — гипсоангидриты с вторичной мраморовидно-сетчатой текстурой; 11 — гипсоангидриты переотложенные (с обломочной текстурой); 12 — известняки седиментационные, безрудные; 13 — сернорудные кальциты; 14 — песчаники нижнего тортона, подстилающие продуктивную свиту

блюдается довольно резкая изменчивость этого компонента по разрезам слоев даже одних и тех же генетических типов пород.

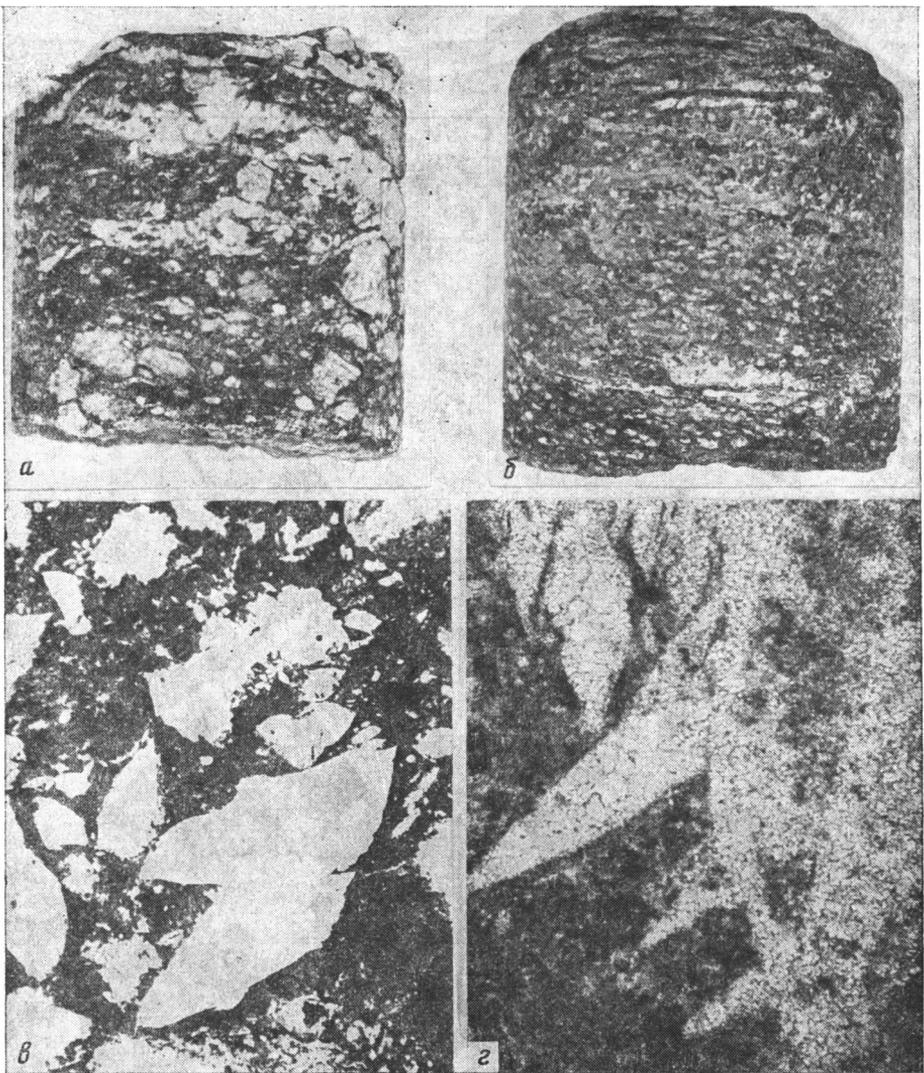
Для опробования пород сульфатной толщи были выбраны скв. 3921 и 3924, в керне которых вторичные изменения были умеренными. Труднее оказался выбор скважины для опробования сероносных известняков из рудного горизонта, так как в непосредственной близости от этих двух скважин в них наблюдались значительные преобразования. Была



Фиг. 2. Разрез продуктивной тирасской свиты на Гримновском месторождении (составлен с использованием материалов Яворовской партии)

I — слои сернорудных кальцититов с первичными текстурами, унаследованными от исходных пород сульфатной толщи: 1 — мелкокрапленные, унаследовавшие нодулярные текстуры из-

вестково-сульфатных пород; 2 — с угловатыми крупными вкрапленниками, унаследовавшие текстуры ангидритизированных крупнокристаллических гипсов с включениями седиментационных карбонатов; 3 — прожилково-вкрапленные, унаследовавшие текстуры обломочных сульфатных и сульфатоносных пород. Остальные усл. обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Унаследованность серными рудами восточных флангов Загайпольского месторождения текстур исходных известково-сульфатных пород нодулярной текстуры *а* — карбонатно-сульфатная порода нодулярной текстуры за счет прожилков вторичного гипса (скв. 3921, гл. 85,5 м); *б* — серная руда с первичной тонковкрапленной текстурой (скв. 4410, гл. 229,5 м), нат. вел.: *в* — микрофотография известково-сульфатной породы нодулярной текстуры (скв. 3924, гл. 97 м), ник. || ув. 25, белое — гипс, темное — седиментационный пелитоморфный кальцит; *г* — микрофотография участка шлифа из образца серной руды, показанного на фото *б*, ник. ||, ув. 25, светло-серое — агрегат вторичного кальцита, метасоматически замещающего кристаллы гипса; темное — седиментационный пелитоморфный кальцит

опробована скв. 4410, которая хотя и находилась на удалении от скв. 3921 и 3924, но удовлетворяла требованиям по сохранности пород рудного горизонта. Расположение опробованных скважин показано на фиг. 1. Всего по сульфатной части разреза было отобрано 45 проб, а по горизонту сероносных известняков — 13.

Остановимся на методике лабораторных исследований. При аналогичных исследованиях А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной [11] были применены два метода: 1) непосредственное растворение гипсов и известняков подобранными растворителями, обеспечивающими сохранность нерастворимых в воде минеральных компонентов; 2) определение состава пород по результатам химического анализа. Судя по сопоставлению данных, полученных этими двумя методами при анализе одних и тех же

Сопоставление точности определения минерального состава и нерастворимого остатка сульфатоносных и карбонатных пород методом пересчета химических анализов (в числителе) и методом растворения (в знаменателе) по материалам, приведенным в статье А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной [11]

Основные минералы, нерастворимый остаток (н. о.)	Гипсы р. Ниды			Гипсы участка Езюрко			Известняки участка Езюрко				
	номера проб										
	I	II	IV	41/1	41/2	61/1	28/1	28/2	28/3	27/1	27/2
Гипс	96,87	90,32	89,33	94,03	87,83	93,39	следы	следы	следы	следы	следы
	96,63	95,04	89,09	93,74	87,59	93,13	следы	следы	следы	следы	следы
Кальцит	1,95	7,20	7,27	3,95	10,36	4,64	66,66	63,05	68,32	52,43	54,82
	1,98	3,12	7,38	4,00	10,46	4,67	68,46	63,80	69,14	53,06	55,48
Сера	—	—	—	0,24	0,89	—	25,23	30,19	23,27	39,06	36,52
	—	—	—	0,24	0,89	—	25,23	30,19	23,27	39,06	36,52
Н. о.	0,48	1,76	2,07	0,87	1,84	1,96	5,03	3,89	6,12	4,74	5,91
	0,48	1,76	2,07	0,87	1,84	1,96	4,71	4,97	6,19	5,12	6,14

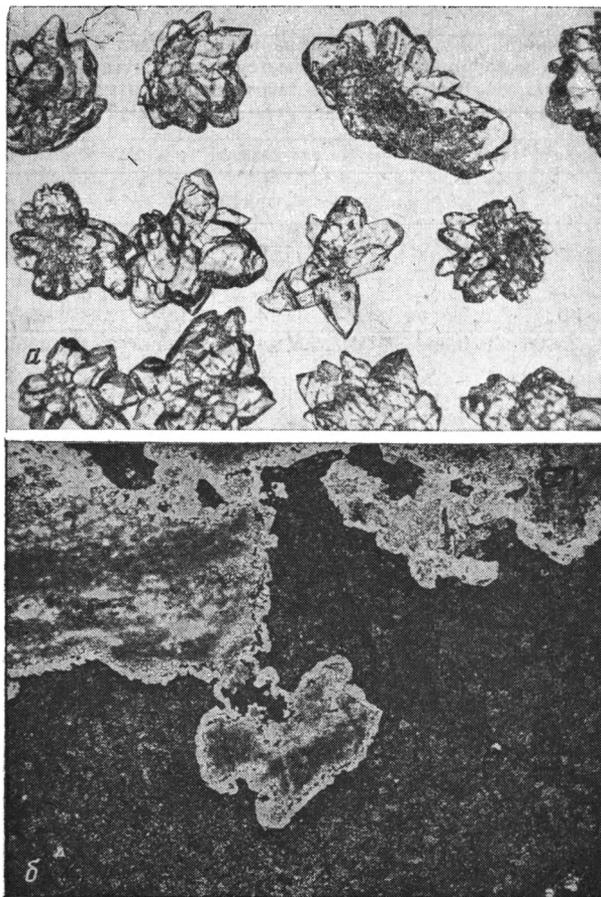
проб, которые мы произвели по материалам, приведенным в их работе, оба метода, за редким исключением, дают почти идентичные результаты (табл. 2). Нам не удалось воспроизвести столь высокую точность установления количества нерастворимого остатка методами растворения, так как часть материала тонких фракций пробы терялась при многократном воздействии и сливе растворителя. Выделенные таким способом нерастворимые остатки оказались пригодными только для качественного изучения. Для определения же количества терригенной примеси в сульфатоносных и сероносных породах нами были использованы более точные методы полного химического анализа пород с последующим пересчетом их химического состава на минералы¹.

При сопоставлении количества терригенной примеси в пробах сульфатных и известковых пород встретилось еще одно затруднение, на которое не обратили внимания А. Ю. Леин и Е. М. Ривкина. Результаты исследований этих авторов, так же как и наши, показывают, что основную часть нерастворимого остатка (легкая фракция) как в сульфатах, так и в карбонатных породах составляют минералы глины и кремнезема и количественно подчиненные им полевые шпаты. А. Ю. Леин и Е. М. Ривкина их сравнивают по общей сумме. По-видимому, это неправомерно по следующим соображениям.

Среди минералов кремнезема присутствуют как их терригенные зерна, так и аутигенные генерации. На фиг. 4 показаны розетковидные сростки аутигенного кварца и кварцина, извлеченные из нерастворимого остатка сульфатоносной породы. В некоторых пробах аутигенные минералы преобладают над терригенными. Естественно, по результатам химического анализа разделить количество терригенного и аутигенного кремнезема невозможно. Такая же проблема возникает при изучении минералов кремнезема в сероносных известняках, где наряду с терригенными присутствуют и аутигенные разности (см. фиг. 4). Однако суммарно сопоставлять все количество кремнезема, содержащегося и в тех, и в других породах, нельзя из-за значительного перераспределения этого компонента в рудном горизонте. Парагенезис минералов кремнезема и серы, а также особенности миграции растворенного кремнезема при процессах серного рудогенеза рассматривались ранее [8, 9].

Терригенные и аутигенные минералы кремнезема и других силикатов под воздействием агрессивных по отношению к двуокиси кремния сероносных растворов подвергаются либо частичной коррозии, либо бо-

¹ Химический анализ пород производился в химико-аналитической лаборатории ИМР аналитиками Т. Я. Сидоренко и В. А. Велько.



Фиг. 4. Микрофотографии кварца и кварцина
a — аутигенные сростки кристаллов кварца и кварцина (скв. 3921, гл. 85—86 м); *б* — каемка из мелких аутигенных кристалликов кварца (белое) по краю вкрапленники скрытокристаллической серы (черное) (скв. 4001, гл. 191 м, ник. ||, увел. 25)

лее редкому полному растворению, что обеспечивает перераспределение кремнезема в горизонте серных руд. С этим связана, вероятно, значительная корродированность аксессуарных силикатных минералов в нерастворимых остатках из сероносных известняков по сравнению с ограниченными их аналогами из горизонта сульфатов, что было подмечено А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной.

Некорректность количественного сопоставления всего кремнезема из нерастворимого остатка привело нас к решению учитывать только ту его часть, которая связана в глинистых минералах. Его содержание в них в среднем не должно превышать 50—60%, в частности в монтмориллоните, который в глинистых фракциях преобладает. В соответствии с этим при расчетах количества терригенной примеси в нерастворимом остатке изучаемых проб в нее включалось то количество кремнезема, которое равнялось сумме содержаний остальных компонентов, входящих в состав глинистых минералов (Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5).

Таким образом, после исключения из всего количества нерастворимого остатка рассчитанных содержаний таких аутигенных минералов, как пирит, барит и целестин, что было сделано и А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной, а также не связанного в глинах свободного кремнезема, что вытекало из его подвижности при процессах метасоматоза, для корректного сопоставления в двух типах пород осталось только содержание глинистой части нерастворимого остатка и кластогенной примеси аксессуарных терригенных минералов. Однако содержание последних в поро-

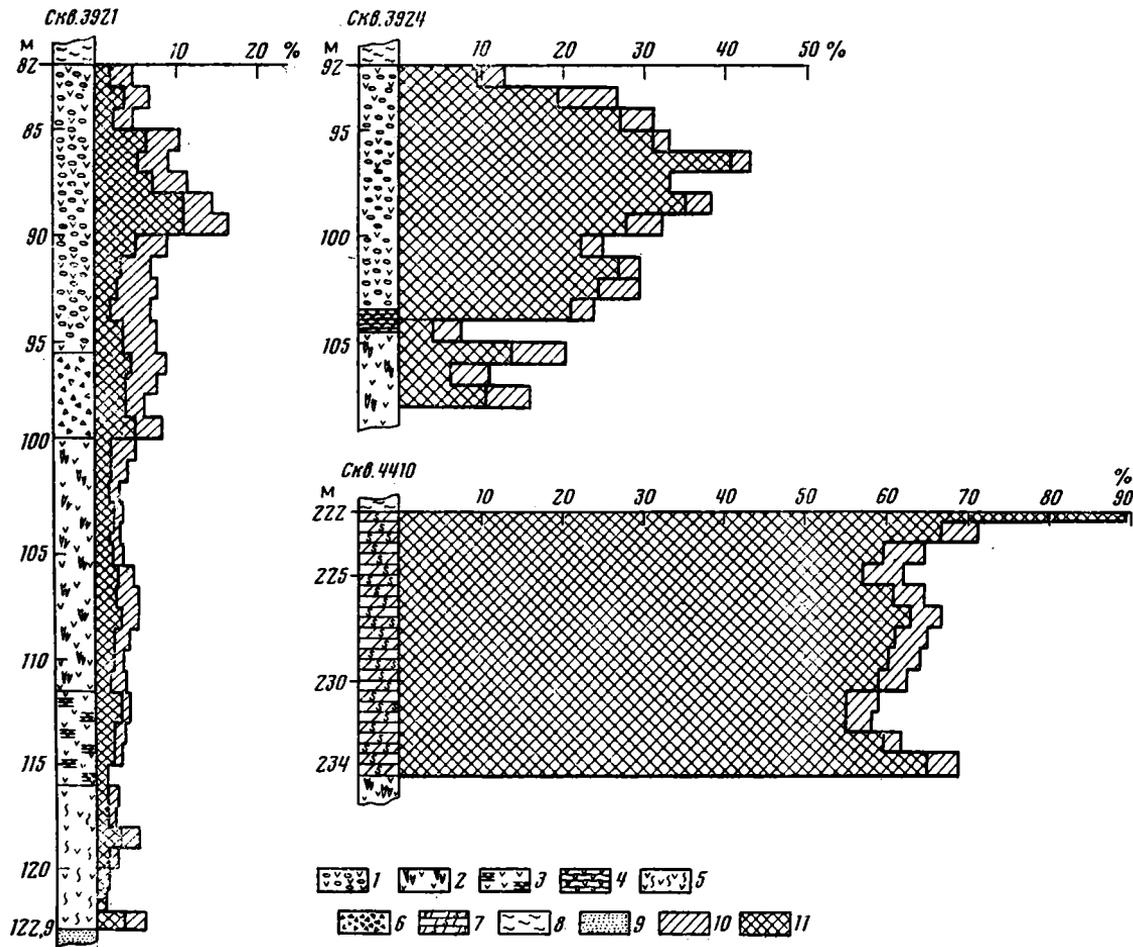
Распределение глинисто-карбонатной примеси в изученных типах продуктивных пород на восточных флангах Загайпольского месторождения

№ опробованной скважины	Текстульная разновидность продуктивных пород	Интервал по керну скважины, м	Число проб	Содержание глинисто-карбонатной примеси, %					
				от		до		среднее	
				всего	в т. ч. глинистых примесей	всего	в т. ч. глинистых примесей	всего	в т. ч. глинистых примесей
3921	Известково-сульфатная нодулярная	82,0—95,5	13	4,64	2,28	16,84	6,04	8,94	3,7
	Обломочная	95,5—99,5	4	5,9	3,1	8,8	4,95	7,71	4,1
	Крупнокристаллические гипсы ангидритизированные	99,5—111,5	12	3,0	1,3	5,0	3,23	4,0	1,9
	Массивная однородная моносulfатная (замещает горизонтально-слоистую)	111,5—116,0	4	1,2	0,68	4,1	1,83	2,96	1,2
3924	Известково-сульфатная нодулярная	92,5—103,5	12	12,94	2,13	43,37	7,35	30,16	3,7
4410	Серная руда мелкокрапленой текстуры, унаследованной от нодулярных известково-сульфатных пород	222,1—234,4	13	56,45	2,10	89,7	5,29	65,9	3,9

дах, по данным А. Ю. Леин и Е. М. Ривкиной и нашим, столь мизерно (сотые доли процента) и близко по количествам как в сульфатных, так и в карбонатных породах, что при сопоставлении им можно пренебречь. Следовательно, основным терригенным компонентом сульфатоносных пород, на содержание которого не должно оказывать влияние перераспределение при серном метасоматозе, является примесь глинистых минералов. Ее количество можно рассчитать по химическому составу пород.

При изучении шлифов анализируемых смешанных карбонатно-сульфатных пород было установлено, что глинистая примесь содержится в них преимущественно в карбонатной части. Это объясняется асинхронностью формирования карбонатных и сульфатных минералов в этих породах, накапливавшихся в условиях палеосебкхи [7]. Карбонаты образуются раньше, часто в бассейне седиментации, а сульфаты разрастаются в них субаэрально на приливно-отливных равнинах. В связи с этим было интересно проследить по разрезу изменение не только терригенной глинистой примеси в сульфатных и смешанных породах, но и изменение содержаний всей их глинисто-карбонатной части, так как она влияет на повышение проницаемости этих отложений и, следовательно, на интенсивность метасоматического рудообразования [5, 7]. Количество карбонатов в сульфатоносных породах также было установлено по химическому составу этих пород, а для определения всей глинисто-карбонатной составляющей к этому количеству прибавлялось содержание глинистых минералов в нерастворимом остатке.

По данным табл. 3 и графику фиг. 5, содержание глинисто-карбонатной составляющей в сульфатных породах на разных интервалах в пределах даже одного и того же слоя с одинаковыми генетическими типами пород достаточно изменчиво. Так, в скв. 3921 количество несulfатной примеси в нодулярных породах изменяется от 4,64 до 16,84%, а в скв. 3924, находящейся в 50 м на том же профиле, вариации еще значительнее (12,94—43,37%). Такая контрастность обусловлена главным



Фиг. 5. Распределение глинисто-карбонатной составляющей в различных генетических типах пород сульфатной толщи тираспольской свиты и серных рудах по данным опробования скважин на восточных флангах Загайпольского месторождения

1 — известково- и глинисто-известково-сульфатные породы нодулярной текстуры; 2 — ангидритизированные крупнокристаллические гипсы; 3 — моносulfатные породы с реликтами горизонтальной слоистости; 4 — известково-сульфатные волнисто-слоистые породы; 5 — моносulfатные породы с мраморовидно-крупносетчатой текстурой; 6 — сульфатные и сульфатносные породы с обломочными текстурами; 7 — сернорудные кальцититы; 8 — глины перекрывающей косовской свиты; 9 — известково-терригенные породы подстилающего барановского горизонта нижнего тортона; 10 — общее содержание глинисто-карбонатных примесей в пробах, исходя из пересчета на минералы полных химических анализов; 11 — в том числе чистый кальцит

образом резкой изменчивостью содержания кальцита, в то время как количество глинистой примеси относительно стабильно. Изменчивость содержания кальцита в сульфатных породах может быть связана как с условиями формирования пород, так и с наложенными процессами постседиментационной кальцитизации.

Максимальные содержания глинистой составляющей в изученных породах сульфатной толщи наблюдаются в известково-сульфатных отложениях нодулярной текстуры, а также в маломощном слое обломочных пород. Среднее содержание глинистой примеси в слое с нодулярными текстурами, по данным обеих изученных скважин, 3,7%. В массивных сульфатах (наиболее чистые по составу преобразованные горизонтально-слоистые отложения) среднее содержание глинистой примеси 1,2%, а в ангидритизированных крупнокристаллических гипсах — 1,9%. Соответственно в этих породах наблюдаются весьма низкие содержания кальцита, что позволяет считать их практически моносльфатными.

В табл. 3 и на фиг. 5 показаны также результаты определения содержания глинистой и карбонатной составляющих из серных руд: содержание кальцита намного превышает соответствующее содержание в исходных материнских породах. Выделить в нем ту часть, которая унаследована из материнских пород, по результатам только одного химического анализа невозможно. Среднее содержание глинистой составляющей в серных рудах (3,9%) хорошо коррелируется с соответствующими содержаниями глинистых примесей (3,7%) в материнских сульфатносных породах с нодулярными текстурами. Таким образом, полученные данные не противоречат представлениям об образовании серных руд метасоматическим путем по породам сульфатной толщи. Однако они свидетельствуют о избирательности серного метасоматоза, что ранее нами доказывалось на основании данных только петрографических исследований [5].

Изучение многочисленных шлифов, изготовленных из слабоизмененных пострудными процессами серных руд разных месторождений Предкарпатья, показало, что количество первичных карбонатов (включая и их глинистую примесь) составляло от 10 до 50%. Критерием их распознавания служила засоренность терригенными примесями и пелитоморфная микроструктура. Среди массы этих первичных карбонатов заключены псевдоморфозы светлого, более крупнокристаллического кальцита по гипсу. Следовательно, карбонатная часть руд полигенна, и едва ли верно называть ее «метегипсом». Название «известняк» тоже не совсем подходит, так как доля псевдоморфоз вторичного кальцита по гипсу среди первичной известковой массы достаточно велика. Поскольку карбонатная составляющая серных руд на всех месторождениях в значительной мере перекристаллизована и в этой массе позднего кальцита первичную известковую часть и метасоматические генерации по гипсу различить невозможно, предлагаем называть эти породы «кальцититами».

Тогда по названию их можно будет отличать от чисто седиментационных, практически бессульфатных генераций известняков, слои которых нередко присутствуют в разрезах серных месторождений.

Литература

1. *Алексенко И. И.* Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967. 303 с.
2. *Данов А. В.* Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 88, с. 52.
3. *Дробышев Д. В.* К вопросу о генезисе месторождений серы Горного Дагестана.— Геолком. Материалы по общей и прикладной геологии, 1930, вып. 152. 44 с.
4. *Коган В. Д.* К вопросу о взаимоотношении гипса и самородной серы.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1961, № 15, с. 321—325.
5. *Кропачева С. К.* Значение состава, текстур и структур продуктивных пород для процессов серообразования.— Сов. геология, 1978, № 6, с. 85—96.
6. *Кропачева С. К.* Литолого-фациальные особенности сульфатных пород и их влияние на серообразование.— Тезисы доклада на всес. семинаре «Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков». Львов, 1978, с. 39—42.

7. Кропачева С. К. Литолого-фациальные особенности сульфатных пород и их влияние на серообразование.— В кн.: Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наукова думка, 1980, с. 53—69.
8. Кропачева С. К., Макаров Н. Н. Первая находка меланофлогита в СССР.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 4, с. 905—908.
9. Кропачева С. К., Макаров Н. Н., Павленко В. В. Аутигенные окислы кремния в парагенезисе с серой на Подорожненском месторождении (Прикарпатье) и Керченском полуострове.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 97—101.
10. Лазарев И. С. Условия формирования залежей метасоматических серных руд.— В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 43—46.
11. Леин А. Ю., Ривкина Е. М. Сравнительный минералогический анализ терригенного материала из гипсов и известняков серных месторождений Предкарпатья.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 97—109.
12. Мерлич Б. В., Даценко Н. М. Условия образования серных руд Роздольского месторождения. Львов: Вища школа, 1976. 219 с.
13. Писарчик Я. К., Русецкая Г. А. О генезисе серных месторождений Прикарпатья.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 120—134.
14. Роскош Я. Т. Литология серных месторождений Прикарпатья.— В сб.: Тезисы докладов I Украинского литол. совещ. Киев: Наукова думка, 1973. 27 с.
15. Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2, с. 51—60.
16. Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений самородной серы.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 40—55.
17. Соколов А. С. Геолого-генетические проблемы серы.— В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 10—30.
18. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л.: Наука, 1968. 187 с.

Институт минеральных ресурсов
Симферополь

Поступила в редакцию
1.IX.1980

УДК 552.53(477.4)

ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ПРИДНЕСТРОВСКОГО ПРОГИБА

КОРЕНЕВСКИЙ С. М., ЗАХАРОВА В. М., ШАМАХОВ В. А.

Анализируется специфика тектонической приуроченности верхнесилурийской галогенной формации юго-запада Русской платформы. Охарактеризована литология галогенной формации, определено положение в ее разрезе ангидритосодержащих пачек, выделены основные литокомплексы. Отмечается связь галогенеза с рифообразованием, наличие в галогенной формации (несмотря на невысокую ее сульфатонасыщенность) полиметаллической, баритовой и флюоритовой минерализации.

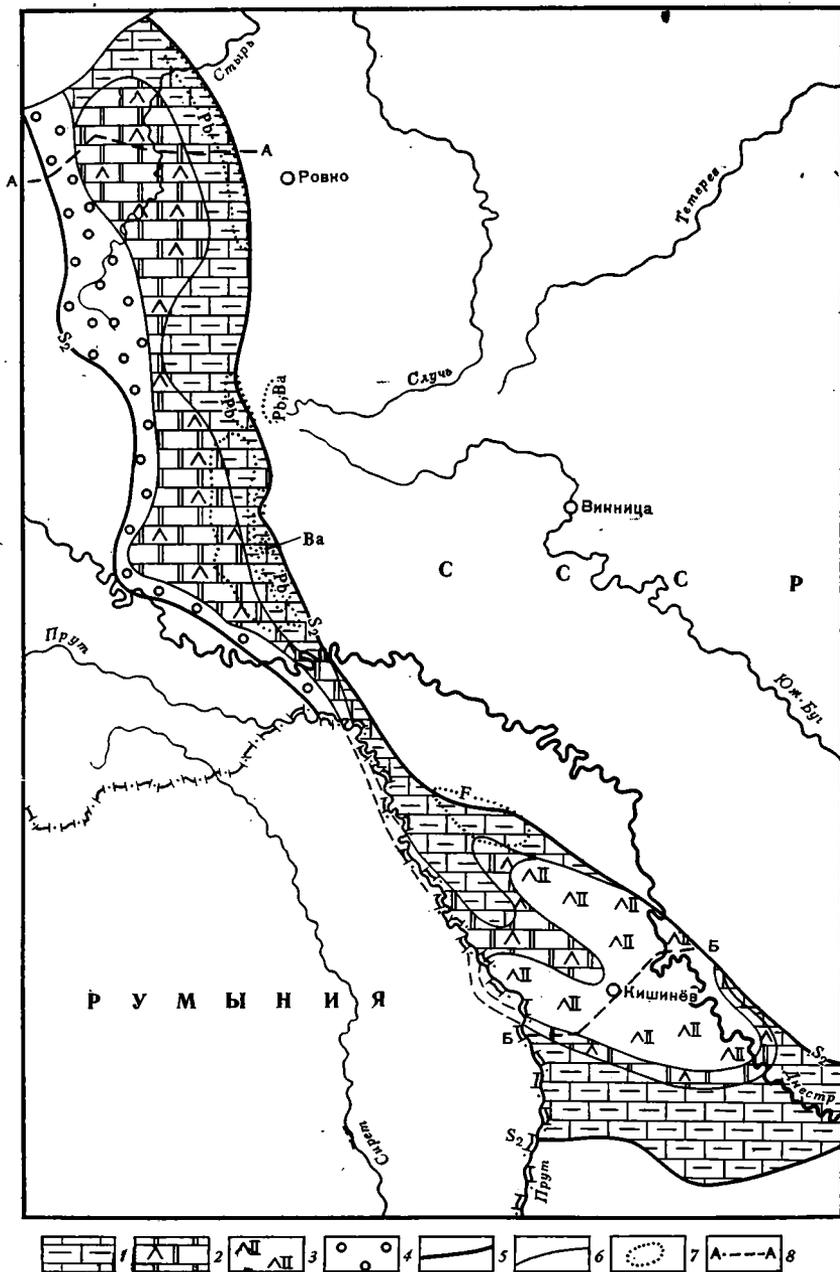
Силурийская галогенная формация Волыно-Подоллии, Молдавии и Причерноморья — самое древнее проявление галогенеза на юго-западной окраине Русской платформы [5]. Она связана с нижнепалеозойским (каледонским) комплексом Приднестровского прогиба (ступени), который обрамляет с запада Украинский кристаллический массив. Этот комплекс залегает моноклинально, имеет субмеридиональное простирание и погружается в запад-юго-западном направлении на значительную глубину. По падению его мощность возрастает до 4 км и более. Наиболее хорошо литология силурийских отложений изучена на северо-восточном борту прогиба, где они залегают менее глубоко.

В Волыно-Подоллии верхнесилурийская галогенная формация гипсо-ангидритосодержащих доломитов и доломитосодержащих пород приурочена к Ковельско-Хотинской структурно-фациальной зоне [6, 7]. В этом регионе поверхность кристаллического фундамента погружается в западном направлении. Породы фундамента и силурийские отложения нарушены Ровенской, Городокской, Душановской и Солодковской системами разломов. Верхнесилурийская толща, вмещающая гипсо-ангидритосодержащую формацию, сложена преимущественно карбонатными породами, пласты которых погружаются и увеличивают мощность в запад-юго-западном направлении. Мощность этой толщи не превышает, однако, 350—360 м.

Верхнесилурийскую галогенную формацию данной зоны с запада окаймляет барьерный риф, протягивающийся от Владимир-Волинского к Черновцам [1]. Барьерный риф обособил лагуну, в которой впоследствии создались условия для более интенсивного концентрирования солей в морской воде и садки гипса (фиг. 1). В зоне барьерного рифа и во время формирования ангидритосодержащей формации, преимущественно в периоды рассолонения и накопления внутриформационных бессульфатных карбонатных горизонтов, также продолжалось рифообразование. Барьерный риф, таким образом, является здесь многоэтапным сооружением. Это способствовало наследованию местоположения барьера, что благоприятствовало неоднократным и длительным осолонениям вод лагуны и садке в ней сульфатов кальция (фиг. 2).

Позднесилурийский галогенез проявился, таким образом, гипсоаккумуляцией на нескольких уровнях разреза. Пачки и прослой доломитов и доломитовых мергелей, а также их гипсо- и ангидритосодержащих разновидностей, реже известняков с прослоями гипса (мощностью обычно не более 0,05—0,2 м) стратиграфически приурочены (снизу вверх) к баговицкой *bg* (верхам мукшинской и устьевской подсвит), малиновецкой *ml* (середине и верхней части коновской, а также исаковецкой подсвитам) и скальской *sk* (рашковской подсвите) свитам [8].

Мукшинская подсвита является в основном известняковой. В верхней части ее разреза появляются 2—3-метровые прослой доломитов.

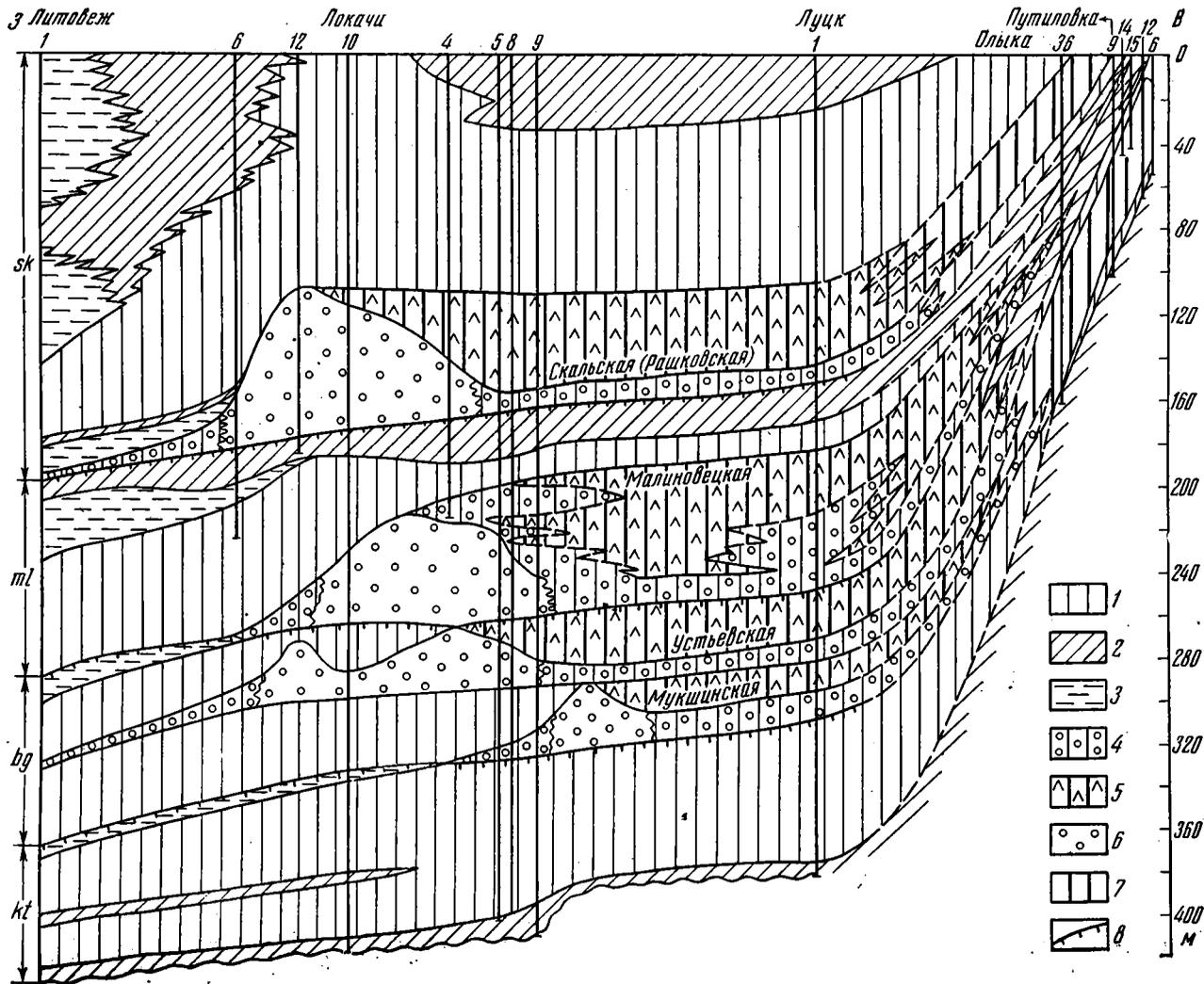


Фиг. 1. Схема распространения литокомплексов верхнесилурийской галогенной формации юго-запада Русской платформы (Волыно-Подолля и Молдавия). Составлена С. М. Кореневским, В. М. Захаровой, В. А. Шамаховым

Литокомплексы (1—4): 1 — терригенно-карбонатный; 2 — ангидритосодержащий доломитовый, 3 — ангидрито-доломитовый, 4 — рифогенных известняков; 5 — контур галогенной формации; 6 — контуры литокомплексов; 7 — минерализации: F — флюоритовая; Ba — баритовая; Pb — полиметаллическая; 8 — линии палеопрофилей, приведенных на фиг. 2 (А—А) и фиг. 3 (Б—Б)

В вышележащей устьевой подсвете доломиты и доломитовые мергели чередуются с подчиненными прослоями доломитовых известняков. Разрез устьевой подсветы имеет более высокую доломитонасыщенность, чем разрез мукшинской подсветы.

Доломиты этих подсвет серые и желтовато-серые, иногда глинистые, скрытокристаллические тонко- и толстоплитчатые. Мощность прослоев от 0,2—0,3 до 3,0—3,5 м [7]. Доломитовые мергели желтовато- и синевато-серые, тонкослоистые с наличием трещин усыхания. В них отмече-



Фиг. 2. Палеофиль верхнесилурийской галогенной формации Вольно-Подолья по линии Локчи — Луцк — Путиловка. Составил С. М. Корневский по данным Г. П. Шраменко, Р. Э. Эйнасто и др.

1 — известняки (комковатые, открытого шельфа); 2 — мергели (открытого шельфа); 3 — аргиллиты и мергели (глубоководной зоны); 4 — известняки (зарифовой и предрифовой частей шельфа); 5 — слоистые сульфатизированные доломиты и доломитовые мергели (лагунные); 6 — рифовые образования; 7 — переслаивание доломитов и известняков; 8 — предполагаемые внутрiformационные перерывы

ны пленки мелкозернистого пирита. Мощность прослоев доломитовых мергелей 0,3—3,5 м. Мощность мукшинской известняковой подсвиты до 30 м, а устьевской доломитовой — до 38 м.

В разрезе малиновецкой свиты, начиная со средней части разреза коновской подсвиты, спорадически присутствуют два прослоя (0,5—2,0 м) темно-красных доломитовых мергелей. В районе г. Каменец-Подольский в верхней части разреза этой подсвиты встречается 8,5—12-метровая пачка доломитов и доломитовых мергелей, визуальными аналогичными устьевским.

В исаковецкой подсвите мощность доломитовой пачки достигает 18 м. В этой пачке имеются прослои черных тонкослоистых доломитовых мергелей мощностью от 0,2—0,3 до 0,6—0,8 м. Общая мощность отложений малиновецкой свиты до 90 м.

Среди малиновецких отложений на профиле Луцк — Клевань (см. фиг. 2) имеются органогенные известняки с мшанками и кораллами. Карбонатные породы здесь пиритизированы, реже встречаются зерна, агрегаты и отдельные гнезда сфалерита и галогенита, изредка и их прожилки (до 0,5—3,0 мм).

В рашковской подсвите (скальская свита) встречаются отдельные прослои и пачки желтовато-серых доломитовых и доломитовых мергелей (мощность 0,4—8,5 м), которые разделены прослоями известняков. Мощность подсвиты до 50 м.

В разрезах мукшинской и устьевской подсвит обычно отмечаются лишь миллиметровые (реже сантиметровые) прослойки ангидрита. В верхней половине разреза малиновецкой и низах скальской свит в бассейнах рек Серет и Збруч имеются пропластки гипса и ангидрита мощностью до 0,05—0,2 м (скважины Дарахов-1, Верхняковцы-1).

В Воляно-Подоллии по литологии конкретных разрезов верхнесилурийской галогенной формации выделены северное (Луцкое) и южное (Тернополь-Хотинское) поля ангидритосодержащих доломитов и окаймляющая их полоса терригенно-карбонатного литокомплекса формации (см. фиг. 1).

На северном поле в наиболее полных разрезах галогенной формации (скважины Локачи-4, -8, -9; Луцк-1, Пелча-1) в устьевской и рашковской подсвитах залегают 15—30-метровые пачки ангидритосодержащих доломитов с включениями, прослойками, а иногда и пропластками ангидритов. Эти подсвиты разделены глинисто-известняковыми отложениями малиновецкой свиты (до 140 м), в которой обнаружены прослои туфогенной породы (до 0,7 м). В остальных разрезах поля ангидритосодержащие доломиты присутствуют только в рашковской подсвите.

В ангидритосодержащем доломитовом литокомплексе формации северного поля ангидритосодержащие доломиты составляют 15—30% разреза, доломиты 5—26, известняки и доломитизированные известняки около 40 и глинистые породы 16—25%. В полных разрезах литокомплекса мощность его около 200 м. Именно в этих разрезах (Локачи, Луцк) иногда представлены четыре пачки ангидритосодержащих доломитов и мергелей (в мукшинской, устьевской, исаковецкой и рашковской подсвитах), мощность которых возрастает вверх по разрезу от 10 до 25 м (см. фиг. 2).

Южное поле литокомплекса ангидритосодержащих доломитов формации выделено по разрезам скважин Заложцы-1, Дарахов-1, Хмелевка-1, Букач-1 и Верхняковцы-1. В наиболее полно охарактеризованных керном скважинах Дарахов-1 и Верхняковцы-1 эти ангидритосодержащие пачки приурочены к верхней части разреза малиновецкой и к нижней части скальской свит. По разрезам этих скважин, литокомплекс сложен чередующимися слоями доломитов, известняков, аргиллитов (иногда бентонитовых глин), мергелей и ангидритосодержащих доломитов с пропластками белых ангидритов (до 0,2, изредка до 1 м). В разрезе литокомплекса содержится (%): ангидритов 5—19, ангидритосодержащих доломитов 8—17, доломитов 18—25, известняков 35—40, аргиллитов 7—11, мергелей до 13 и доломитовых мергелей до 2%. Мощность литокомплекса составляет около 70—100 м.

В верхнесилурийских кавернозных и трещиноватых карбонатных отложениях Волыно-Подоллии имеются водоносные напорные горизонты. В ряде случаев в этих водах отмечено наличие H_2S (скв. 32), что также указывает на наличие сульфатов во вмещающих их отложениях.

С верхнесилурийской ангидритосодержащей карбонатной формацией Волыно-Подоллии связаны нефтепроявления, полиметаллическая, баритовая и флюоритовая минерализации.

Нефтепроявления обнаружены в рифогенных известняках из нижней части разреза малиновецкой свиты в скважинах Локачи-8 и -9. Более значительны перспективы нефтегазоносности, видимо, в предгазогенном барьерном рифе, сооружении более масштабном.

Полиметаллическая, баритовая и флюоритовая минерализации установлены в отложениях по обнажениям на берегах рек Днестр, Жванчик и Збруч. Здесь к дневной поверхности поднимаются породы периферийного терригенно-карбонатного литокомплекса галогенной формации. Для пород баговицкой, малиновецкой и скальской свит характерна пиритизация, а для пород малиновецкой и скальской свит — еще и наличие вкрапленности, гнезд и даже прожилков галенита и сфалерита. В этом же районе в водах верхнесилурийских отложений выявлены гидрхимические аномалии фтора, а в породах — флюоритопоявления.

Таким образом, в верхнесилурийской ангидритосодержащей карбонатной формации Волыно-Подоллии, несмотря на относительно невысокую степень ее сульфатонасыщенности, нередко создавались условия для образования сульфидной и другой минерализации, обычно сопутствующей галогенным формациям более полного профиля, в которых преобладают собственно галогенные породы (хлоридные и сульфатные).

Помимо Волыно-Подоллии верхнесилурийская ангидритосодержащая формация распространена также на территории северной и центральной Молдавии, где в ее составе выделяются баговицкая (мукшинская и устьевская подсвиты), малиновецкая и скальская свиты лудловского яруса [8, 9]. По керну скважин Котовск-1, Кицканы-5 и Гыртоп-6 ангидритосодержащие глины отмечены и в отложениях китайгородского (*kt*) горизонта ландоверского яруса.

В Молдавии силурийская карбонатная толща, включающая ангидритосодержащую формацию, залегает на отложениях ордовика, а на юге — непосредственно на кембрийских образованиях. В южной полосе верхнесилурийской ангидритосодержащей формации (Котовск, Пугой, Кицканы, Каушаны, Карпинены) на силурийских отложениях согласно лежат нижнедевонские породы. На севере верхняя часть разреза силурийской толщи нередко размыта и перекрывается мезозойскими отложениями.

Контур распространения верхнесилурийской ангидритосодержащей формации Молдавии в междуречье Прута и Днестра проходит примерно по линии Фалешты — Реуцел — Киперчены — Днестровск — южнее линий Каушаны — Унгены и Унгены — Болотино — Фалешты. Формация сложена здесь чередующимися прослоями и пачками доломитов и известняков, прослоями аргиллитов, мергелей и бентонитовых глин; гипсы и ангидриты представлены в виде включений, гнезд, прослоев и прожилков.

В карбонатных отложениях мукшинской подсвиты (нижняя часть разреза баговицкой свиты) в Молдавии включения и линзы ангидрита присутствуют только на юго-востоке формации (Каушаны, Кицканы, Пугой, Котовск).

Устьевская подсвита сложена светло-серыми тонкозернистыми доломитами, доломитовыми алевролитами и известняками с прослоями аргиллитов, бентонитовых глин, гипсов и ангидритов. Доминируют в разрезе подсвиты доломитов и доломитовые известняки. Доломиты пористые, кавернозные, включают линзы и прослои гипса и ангидрита, мощность которых иногда достигает 2 м, а прослоев аргиллитов — 3 м. Мощность подсвиты до 60 м.

Малиновецкая свита представлена доломитами, доломитовыми мергелями и комковатыми глинистыми известняками с гнездами, линзами

и прослоями гипса и ангидрита. В отложениях свиты из района Саратены-Век А. Г. Завидонова [13], со ссылкой на данные В. С. Еременко, отметила присутствие засоленных аргиллитов (с глиптоморфозами по галиту). Однако по другим скважинам, пройденным позднее на соседних площадях, такие прослои больше не отмечались. Мощность свиты в Молдавии до 90 м.

Скальская свита сложена темно-серыми массивными пелитоморфными и кристаллическими известняками, серыми доломитами, аргиллитами и доломитовыми мергелями. На западе Молдавии в нижней части разреза имеются ангидриты и бентонитовые глины.

Гипсо-ангидритосодержащие пачки устьевской и малиновецкой свит в Молдавии присутствуют почти на всей площади верхнесилурийской галогенной формации. Ангидритосодержащая пачка скальской свиты развита лишь в полосе, оконтуривающейся примерно по линии Кицканы — Кишинев — Унгены — Охринча — Гыртоп — Кицканы. Она вскрыта здесь скважинами Братулены-5, Костулены-110, Унгены-116, Кишиневской-1, Кицканы-5, Гура-Быкулуй, Охринча-4 и Гыртоп-6. Об интенсивности галогенеза в малиновецкое время свидетельствует отмечавшееся некоторыми геологами засоление керн малиновецких отложений в районах Ниспорен и Нападен. В соответствии с этим, видимо, возрастание интенсивности галогенеза от мукшинского к устьевскому и малиновецкому времени (а равно и площадей сульфатонакопления) в скальское время было приостановлено и галогенез пошел на убыль.

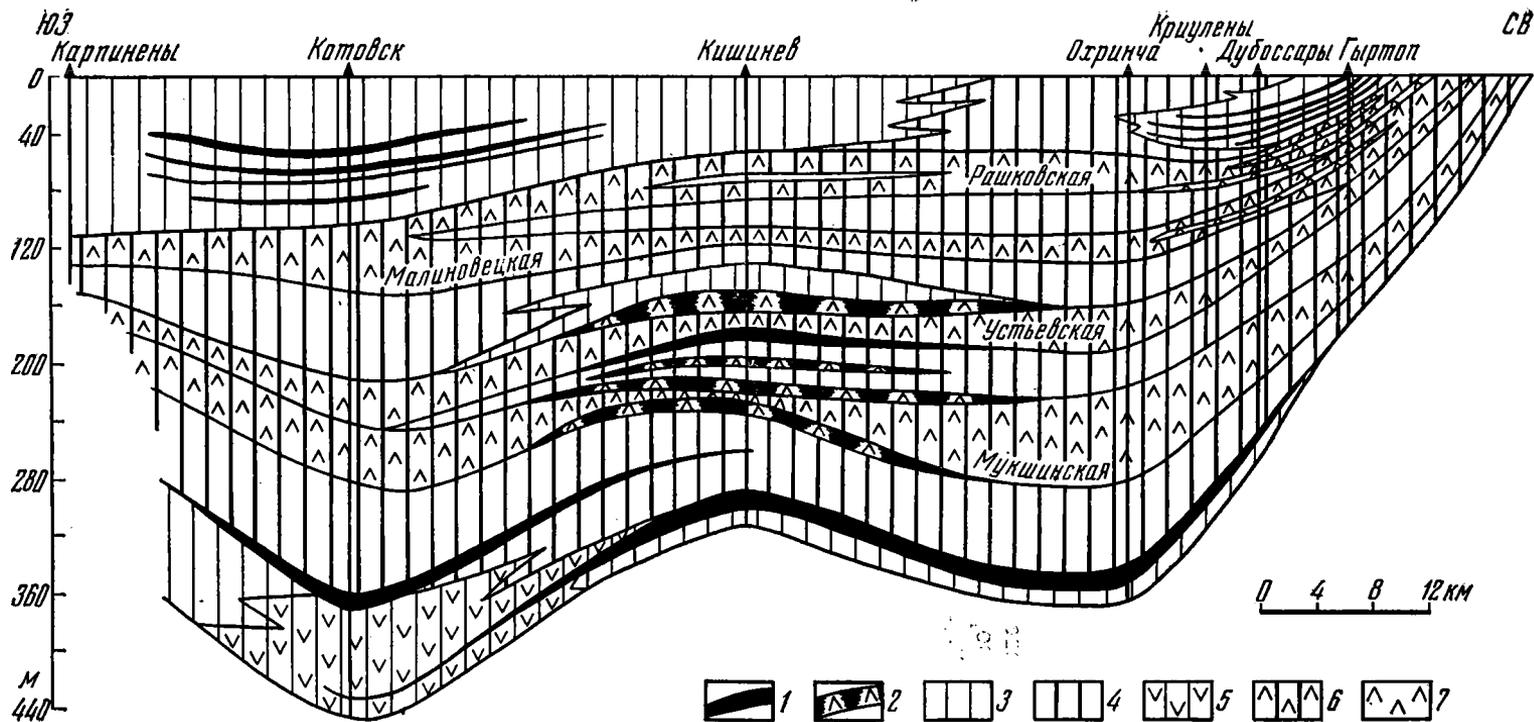
Корреляция ангидритосодержащих пачек верхнесилурийской галогенной формации Молдавии свидетельствует о том, что здесь, как и в Вольно-Подолии, местами в ее разрезе также выделяются четыре таких пачки (фиг. 3). Это хорошо иллюстрирует профиль на линии Котовск — Кишинев — Охринча — Гыртоп. На участке Кишинев — Охринча ангидритосодержащие пачки связаны с мукшинскими, устьевскими, малиновецкими и рашковскими отложениями. Правда, по разрезам одних и тех же скважин различными исследователями они иногда относятся к разным подсвитам. Видимо, стратиграфическая корреляция верхнесилурийских свит и подсвит данного региона до сих пор остается недостаточно надежной.

В разрезе через Валя-Маре — Корнешты — Саратены-Век выделяются уже лишь две сравнительно выраженные по простиранию ангидритосодержащие пачки. Они относятся к устьевским и верхней части малиновецких (частью, возможно, рашковских) отложений.

По результатам литологического изучения разрезов верхнесилурийской ангидритосодержащей формации центральной Молдавии выделены и оконтурены площади развития ее литокомплексов: ангидрито-доломитового, ангидритосодержащих доломитов и окаймляющего их терригенно-карбонатного (см. фиг. 1). Выделенные литокомплексы формации свидетельствуют о том, что ангидритонасыщенность ее разреза здесь выше, чем в одновозрастной формации Вольно-Подолии. Ниже приведем краткую характеристику выделенных литокомплексов.

Ангидрито-доломитовый литокомплекс встречен скважинами Братулены-5, Костулены-110, Валя-Маре-1, Ниспорены-1, Охринча-4, Гыртоп-6, Кишиневской-1, Степ-Соч-7, Котовск-1, Пугой-3, Кицканы-5, Бендеры-4, Саратены-29, Препелица-6 и характеризуется следующими соотношениями пород в разрезах (%): доломитов 25—50, ангидритов и ангидрито-доломитов 20—25, известняков 16—40, доломитовых мергелей 17—33 и аргиллитов 2—8. Однако ангидритосодержащие породы составляют от 20 до 60% разреза. Суммарная мощность прослоев собственно ангидритов 5—30 м.

Литокомплекс ангидритосодержащих доломитов выделен по разрезам скважин Унгены-110, Карпинены-160У, Нападен-1 и Каушанской опорной. Он, видимо, окаймляет поле распространения ангидрито-доломитового литокомплекса. Ангидриты и ангидрито-доломиты в разрезах литокомплекса составляют менее 20%, карбонатные породы 35—70% (в том числе ангидритосодержащие 30—50%) и глинистые породы 10—20%.



Фиг. 3. Палеофиль верхнесилурийской галогенной формации Молдавии по линии Карпинены — Котовск — Кишинев — Дубоссары (составили В. М. Захарова и С. М. Корневский)

1 — аргиллиты и алевролиты; 2 — гипсо- и ангидритосодержащие аргиллиты; 3 — известняки; 4 — доломиты и доломитовые известняки; 5 — известняки с включением гипса; 6 — ангидритосодержащие доломиты; 7 — ангидриты и гипсы

Периферийный терригенно-карбонатный литокомплекс выделен по разрезам скважин Брынзены-2, Новые Брынзены-2, Болотино-1, Лядовены-1, Марашешти-5, Яргара-396, Чок-Майден-378 и -379. В его составе доломитов 14—55%, доломитовых мергелей 14—30, известняков 12—69, глинистых известняков 19—58 и глинистых пород 3—20%.

Отмечается тенденция одновременно увеличения степени ангидритонасыщенности формации и ее мощности. Так, например, мощность ангидрито-доломитового литокомплекса формации в большинстве скважин изменяется от 150 до 200 м. На юго-западе площади распространения литокомплекса его мощность увеличивается до 221 (скв. Костулены-110) и 272 м (скв. Братулены-5). Напомним, что именно в этом районе (Ниспоренском) в разрезе литокомплекса отмечалось наличие псевдоморфоз или включений галита и даже прослоев каменной соли. На северной периферийной площади литокомплекса его мощность уменьшается до 110 (скв. Охринча-4) и даже до 90 м (скв. Степ-Соч-7).

Мощность литокомплекса ангидритосодержащих доломитов изменяется от 200 м на западе формации (скважины Нападены-1, Унгены-110) до 140 м на юге (Каушаны-1).

Мощность терригенно-карбонатного литокомплекса закономерно увеличивается от северо-восточного контура распространения силурийских отложений, где формация подверглась эрозионному срезу, в юго-западном направлении. На советской территории максимальные мощности этого комплекса — до 200—240 м установлены в северо-западной полосе его развития (скважины Лядовены-2, Болотино-1).

Сопутствующая минерализация [4] верхнесилурийских ангидритосодержащих карбонатных отложений Молдавии и вмещающих их толщ почти не изучена. Известно лишь, что в них местами отмечены повышенные концентрации F. Так, например, по данным Э. Я. Жовинского [2], содержание F в силурийских породах здесь составляет: в доломитах 0,025—0,223% (среднее 0,088%), в ангидритах 0,107%, в гидрослюдистых аргиллитах до 0,21%. В отдельных прослоях гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, обычно сопутствующих галогенным отложениям, содержание F достигает 0,45%.

Повышенные содержания F в силурийских карбонатных отложениях Молдавии, равно как и проявления флюорита, барита, целестина, сульфидов полиметаллов и пирита в аналогичных верхнесилурийских отложениях Волыно-Подольи, несомненно связаны с процессами позднесилурийского галогенеза (сульфатонакопления) в этих регионах. О последующем перераспределении компонентов минерализации свидетельствует присутствие некоторых из них в водах силурийских отложений.

Таким образом, изучение гипсо-ангидритосодержащих галогенных формаций даже со сравнительно невысокой степенью ангидритонасыщенности их разреза способствует решению некоторых теоретических положений проблемы галогенеза, выяснению связей между процессами галогенеза и рифообразования. Одновременно устанавливается, что в этих формациях присутствует весь минеральный комплекс, свойственный ангидрито-карбонатно-терригенным отложением галогенных формаций полного профиля.

Литература

1. Доленко Г. Н., Ризун Б. П., Сеньковский Ю. Н. Геология и нефтегазоносность Волыно-Подольской плиты. Киев: Наук. думка, 1980. 106 с.
2. Жовинский Э. А. Геохимия фтора в осадочных формациях юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев. Наук. думка, 1979. 200 с.
3. Завидонова А. Г. Допалеозойские и палеозойские отложения Молдавской ССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 61, вып. 5, с. 31—50.
4. Корневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 297 с.

5. *Корневский С. М.* Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация.— В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 122—131.
6. *Марковский В. М.* К характеристике эвапоритов девона Вольно-Подолли.— В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наукова думка, 1977, с. 121—129.
7. *Марковский В. М., Котык В. А., Бержинская Л. Ф.* Силурийские эвапориты Вольно-Подолли.— В кн.: Вопросы геологии и геохимии галогенных отложений. Киев: Наукова думка, 1979, с. 118—128.
8. *Цегельнюк П. Д., Букатчук П. Д.* Северо-Западный склон Украинского щита.— В кн.: Стратиграфия УССР. Т. 4, ч. 1. Силур. Киев: Наук. думка, 1974, с. 275—296.
9. *Цегельнюк П. Д.* Стратиграфия силура Преддобруджского прогиба.— Геол. ж., 1980, т. 40, № 6, с. 19—26.
10. *Эйнасто Р. Э., Котык В. А., Юшкевич В. И.* Формационная зональность в силурийских краевых бассейнах запада Русской платформы.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 228—242.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
6.VII.1982

УДК 553.495 : 553.068.3

**О СОХРАННОСТИ И КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНОВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ****АШИХМИН А. А., КУЗНЕЦОВ С. В., ШМАРИОВИЧ Е. М.**

На гидротермальном урановом месторождении в вендских песчано-сланцевых и палеозойских вулканогенно-осадочных породах установлена высокая степень сохранности оруденения в нижних и средних горизонтах мезозойско-кайнозойской гидрослюдисто-каолининовой коры выветривания, характеризующихся восстановительной обстановкой, присутствием углеродистого вещества, пирита и сидерита. Оруденение приобрело здесь черниевый состав и дополнительно обогатилось ураном. Представляется, что этот случай специфичен для развития латеритного и каолинитового корообразования по рудоносным породам, богатым восстановителями — углеродистым веществом, сульфидами и минералами закисного железа.

До настоящего времени в урановой геологии господствует суждение, что при образовании глинистой коры выветривания латеритного или каолинитового профиля уран в целом активно выносится из пород [3, 4, 10, 15, 16], являясь источником экзогенных аккумуляций в осадочных толщах на сопредельных площадях. По данным А. В. Коченова и С. Д. Расуловой [5], этот вынос (порядка 50—60%) наиболее интенсивно осуществляется в самом начале процесса корообразования — на стадии дезинтеграции кристаллических пород и возникновения щебенистой коры выветривания. Участки же с повышенным содержанием урана в корах обычно интерпретируются как результат частичной сорбции выносимого рудного вещества гидроокислами железа и новообразованными глинистыми минералами.

Этот вывод помимо довольно ограниченных статистических данных [6, 13, 15] базируется на представлении об универсальном распространении в каолинитовых корах выветривания окислительной обстановки [14]. Между тем накопленный фактический материал свидетельствует о нередком присутствии в нижних и средних горизонтах профиля коры выветривания минералов закисного железа вплоть до образования выделенного Б. М. Михайловым [7] самостоятельного типа кор выветривания — «бемит-шамозитового». В некоторых случаях в корах выветривания в тех или иных количествах присутствует пирит, который, однако, чаще всего рассматривается в качестве вторичного, позднее образованного минерала, возникшего после перекрытия кор сероцветными породами осадочного чехла. В связи с тем что коры выветривания на щитах зачастую не захороняются, аналогичным образом более поздними, эпигенетическими, по отношению к ним во многих случаях могут оказываться и гидроокислы Fe.

Коры выветривания латеритного и каолинитового профиля («сиаллитная» и «аллитная» стадии, по Б. Б. Полюнову) формируются в гумидноклиматических провинциях и главным образом в тропиках и субтропиках. Процессы приповерхностного окислительного эпигенеза при их развитии должны в целом протекать слабее, чем в районах с аридным климатом [18]. И действительно, подземные воды кор выветривания различных пород экваториальной Африки (Гвинея, Берег Слоновой Кости, Сенегал, Нигерия), характеризуясь величинами $pH=5,3-5,6$, обогащены фульвокислотами, содержат Fe в количествах 0,03—1,5 мг/л [17] и часто обладают восстановительными по железу, «глеевыми» свойствами. Содержания U в них не превышают $1 \cdot 10^{-8}$ г/л. Аналогичный характер имеют грунтовые воды Новой Каледонии, Северного Вьетнама, Гавайских островов и т. д. [17].

Данные документации скважин Либерийского щита, приведенные Б. М. Михайловым [8], свидетельствуют о том, что в современных низинных корах выветривания на ультраосновных породах, где развиты монтмориллонит-нонtronитовые глины, глубина распространения желтобурых гидроокислов Fe не превышает 1,7 м от поверхности; ниже глины имеют темно-синюю окраску. В низинных каолиновых корах выветривания на гранитах и кремнисто-хлорит-серицитовых сланцах эта глубина составляет первые метры. Вместе с тем на участках высокого пенеплена (материнские породы: серицит-хлорит-известковистые сланцы) лимонитизация проникает примерно на 30 м от поверхности при общей мощности выветрелых пород 40—50 м.

А. И. Перельман [11, 12] вслед за М. А. Глазовской [1, 2] среди кор выветривания выделяет кислый глеевый и карбонатный глеевый классы, характеризующиеся в большей части профиля восстановительной обстановкой и миграцией Fe, а также коры выветривания «сульфидного ряда», в низах которых возникают горизонты с эпигенетической сульфидизацией. Последние, согласно А. И. Перельману, свойственны, в частности, корам выветривания углеродистых пиритизированных сланцев, медноколчеданных месторождений Мугоджар, района месторождения Жайрем в Центральном Казахстане и т. д. [12]. Выщелачивания урана из таких сред происходить, естественно, не может.

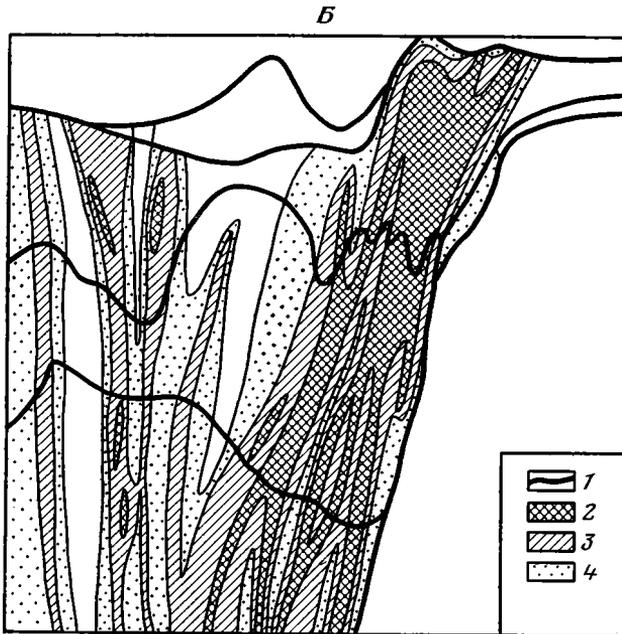
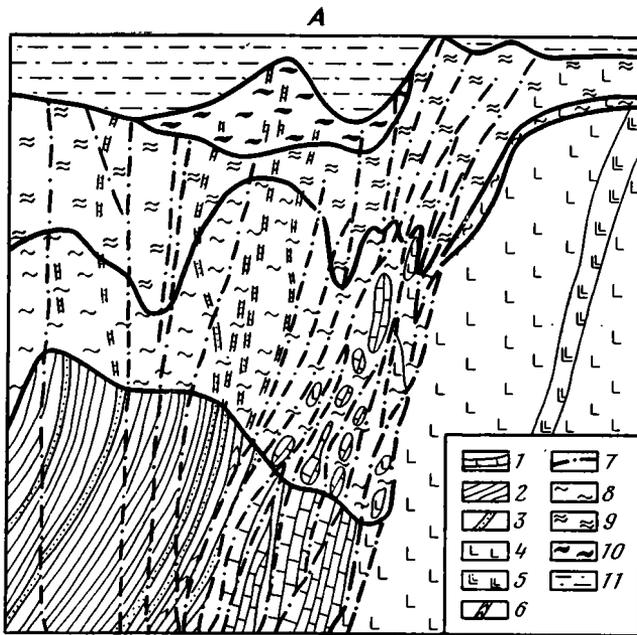
На одном из гидротермальных урановых месторождений установлена хорошая сохранность оруденения в той части раннемезозойской — палеогеновой глинистой коры выветривания, которая расположена ниже зоны пестроцветного элювия и содержит пирит (фиг. 1). Месторождение приурочено к вендским углеродсодержащим песчано-карбонатно-сланцевым и палеозойским вулканогенно-осадочным породам с линейными субвулканическими телами микродиабазов и дайками диоритового состава. Рудовмещающая толща перекрыта неоген-четвертичными глинами и суглинками.

Гидротермальное оруденение в коренных породах относится к собственному урановому минералого-геохимическому типу урано-фосфорных месторождений в натриевых метасоматитах и представлено жилыми и линзообразными рудными телами, локализующимися в зонах разрывных нарушений субмеридионального, субширотного, и северо-западного простирания. Относительно богатые урановые руды приурочены главным образом к алюмосиликатным, бедные — к карбонатным породам.

Кора выветривания имеет изменчивую мощность и сложное, неоднородное строение. Наиболее мощные (30—60 м) площадные коры развиты на карбонатно-сланцевых породах венда. Образованию глубоких (до 400 м от палеоповерхности) линейных кор здесь способствовали зоны разрывных нарушений, наличие пострудных гидротермальных аргиллизитов и крутое (70—80°) падение гетерогенной карбонатно-сланцевой толщи. Мощность площадных кор выветривания на магматических образованиях основного — среднего состава и песчаниках находится в пределах 5—30 м, а глубина развития линейных кор на тех же породах не превышает 100 м.

Рассматриваемая кора выветривания относится к гидрослюдисто-каолинитовому типу. Снизу вверх выделяются (см. фиг. 1, а): 1) сероцветный глинисто-щебенистый каолинит-гидрослюдистый, 2) сероцветный глинистый структурный гидрослюдисто-каолинитовый, 3) пестроцветный глинистый бесструктурный существенно каолинитовый горизонты элювия. Верхний горизонт в значительной степени эродирован. Границы между горизонтами не параллельны, и соотношения их мощностей сильно варьируют даже в пределах однородной толщи исходных пород.

Для протекавших на месторождении процессов корообразования характерно интенсивное выщелачивание карбонатов и в значительной степени кварца по всему профилю коры, устойчивость хлорита, пирита, сфалерита, появление обильных дисульфидов Fe (марказит, пирит-мельниквит) в глинистом, а сидерита — в глинисто-щебенистом сероцвет-



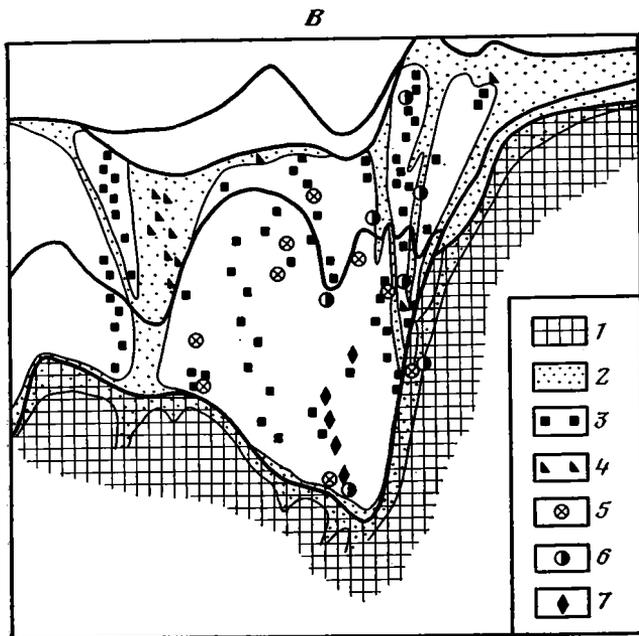
Фиг. 1. Чернивое оруденение в коре выветривания вендских углеродсодержащих глинистых сланцев и известняков на гидротермальном месторождении урана

А. Геологический разрез. 1 — известняки и углеродистые известняки; 2 — углеродисто-глинистые и глинистые сланцы; 3 — прослои песчаников; 4 — микродиабазы; 5 — мелкокристаллические диабазы; 6 — кварцевые диоритовые порфириды; 7 — разрывные нарушения; горизонты коры выветривания: 8 — глинисто-щебенистый сероцветный; 9 — глинистый структурный сероцветный; 10 — глинистый бесструктурный пестроцветный; 11 — неоген-четвертичные отложения — буро-красные комковатые глины и суглинки.

Б. Распределение концентраций урана. 1 — границы горизонтов коры выветривания; 2 — урановое оруденение; 3 — ореол весьма повышенных содержаний урана; 4 — то же, слабо повышенных

ных горизонтах и полное окисление сульфидов и хлорита с образованием гетита-гидрогетита в пестроцветном элювии, где исчезают также углеродистые вещества (антракосолит), рассеянные в сланцах.

Кора выветривания характеризуется интенсивным выносом Ca, Mg, Na, CO₂, SiO₂, C_{орг} и частичным — K, Al, Mn. В пестроцветном горизонте



Фиг. 1, В

В. Распределение гидроокислов железа, пирита, сидерита, хлорита, альбита в профиле коры выветривания. 1 — коренные породы; 2 — участки развития бурых гидроокислов Fe; 3 — пирит; 4 — то же, частично замещенный гидроокислами Fe; 5 — хлорит; 6 — альбит; 7 — сидерит

резко понижено содержание S и Fe — в связи с окислением сульфидов. Такие же элементы, как Ti, P, F в профиле зональности остаются стабильными (табл. 1). Выделяется также более поздняя зона трещинного окисления (лимонитизации), развивающаяся как по пиритсодержащим породам коры выветривания, так и по трещиноватым невыветрелым породам (см. фиг. 1, б).

Урановорудные тела и ореолы урана в коре выветривания являются непосредственным продолжением гидротермальных рудных тел и их первичных ореолов (см. фиг. 1, б). Они размещаются в сероцветных горизонтах коры на участке ее глубокого проникновения по зоне крутопадающего нарушения, которое прослеживается в всячем боку массива микродиабазов вдоль контакта с известняками и углеродисто-глинистыми сланцами. В глинисто-щебенистом горизонте элементы залегания, морфология и мощности рудных тел, а также содержания урана и линейная продуктивность, рассчитанная без и с учетом плотности вмещающих пород, практически не изменяются. В сероцветном глинистом горизонте коры оруденение составляет единую рудную залежь, мощность которой в 2—4 раза больше суммарной мощности рудных тел в коренных породах и глинисто-щебенистом горизонте. Повышается также содержание U (в 1,3 раза) и линейная продуктивность (в 1,5—2 раза).

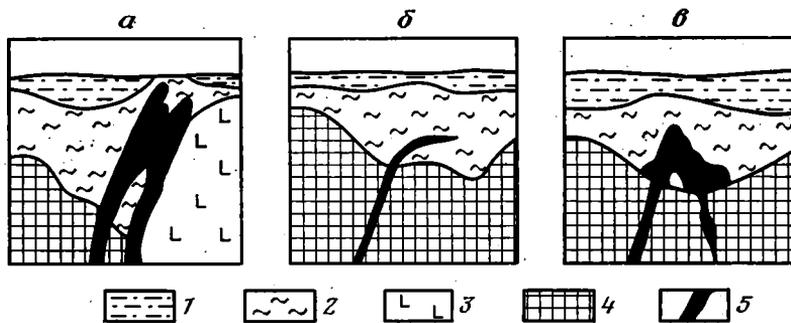
Рудные тела в сероцветных горизонтах коры, развитой на карбонатно-сланцевых породах, в зависимости от геологической обстановки либо сохраняют в целом свою морфологию (фиг. 2, а), например на контакте с устойчивыми к выветриванию микродиабазами, либо «разваливаются» (фиг. 2, б), либо «проседают», образуя мощные и богатые урановорудные скопления (фиг. 2, в).

Первичное эндогенное урановое орудение залегает в углеродисто-глинистых и глинистых сланцах, микродиабаз, конгломератах, известняках, занимая центральные части зон метасоматической низкотемпературной альбитизации («эйситизации»). Руды тонковкрапленные и микропрожилковые, имеют серую и темно-серую окраску. Им свойственно обилие прожилков и метасоматических агрегатов карбонатов (доло-

Элементный состав исходных пород и коры выветривания на месторождении в вендских сланцах, г/100 см³

Окислы и элементы	Исходные породы	Глинисто-щебенни- стый сероцветный горизонт	Глинистый пестроцвет- ный горизонт
SiO ₂	141,54	105,84	116,3
TiO ₂	2,55	2,18	2,45
Al ₂ O ₃	52,77	42,78	45,36
Fe ₂ O ₃	27,82	24,95	4,57
CaO	1,30	0,48	0,58
MgO	3,38	4,59	1,16
MnO	0,21	0,06	0,19
Na ₂ O	1,35	0,46	0,23
K ₂ O	9,70	8,32	6,56
SO ₃ общ	5,82	6,95	0,19
CO ₂	0,42	0,27	0,27
H ₂ O	11,88	12,45	14,61
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,17
F	0,18	0,23	0,17
C _{орг}	1,30	0,36	0,19
Σ	260	210	193
Объемный вес	2,60	2,10	1,93
Пористость	—	38%	41%

мит, кальцит, анкерит, реже сидерит), хлорита, альбита. Основные урановые минералы: браннерит, коффинит и настуран с параметром кристаллической решетки 5,41—5,44 Å. В рудах присутствуют сульфиды — пирит, марказит, сфалерит, арсенопирит и др. в количествах обычно не более 3%; в углеродисто-глинистых сланцах их содержание возрастает до 5—7%.



Фиг. 2. Морфология рудных тел в коре выветривания (схематические разрезы)
1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — глинистый и глинисто-щебеннистый элювий; 3 — микродиабазы; 4 — глинистые и углеродисто-глинистые сланцы; 5 — рудные тела

Руды в коре выветривания — это мягкие пластичные глины серого, темно-серого, черного и зеленовато-серого цветов, содержащие останцы коренных пород и тонкодисперсную вкрапленность минералов U. Последние представлены главным образом урановыми чернями с параметрами кристаллической решетки 5,36—5,39 Å и гидратированным настураном; встречаются коффинит, нингионт и реликты неразложившегося браннерита. Часть урана находится в высокодисперсном, минералогически не выраженном состоянии. По данным гранулометрического анализа, основная масса рудного вещества связана с пелитовыми (<0,01 мм) частицами. Глинистые минералы составляют в целом 40—95% массы руд и представлены каолинитом, гидрослюдами, монтмориллонитом, галлазитом. Выделения окислов U тесно ассоциируют с тонкодисперсными пиритом и мельниковитом, а также нередко с углеродистым веществом,

Соотношение средних содержаний различных компонентов в урановых рудах в коренных породах и сероцветном элювии по данным химического анализа, %

Руды	U, отн. ед.	Th	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}
В коренных породах	1,0	0,0012	37,5	0,6	10,7	2,4	3,3	6,28	13,8	5,2	0,3	0,17	0,7
В коре выветривания	1,3	0,0020	45,2	1,0	21,9	6,3	2,5	0,88	0,5	1,2	0,7	0,19	2,8
Руды			CO ₂	H ₂ O [±]		Zr		V		Mo			
В коренных породах			15,5	2,0		0,010		0,02		0,001			
В коре выветривания			0,43	12,1		0,025		0,03		0,006			

которое в коре выветривания представлено частично окисленными разностями и превращено в оксикерит (элементный состав горючей массы углеродистого вещества в коренных породах, %: С 87,8%, Н 1,5, О+Н+С+S — 10,7, в коре — С 81,7, Н 1,7, О+Н+С — 16,6). По сравнению с первичным оруденением черниевые руды резко обеднены щелочами и щелочными землями, углекислотой и обогащены S, Al, U и Mo (табл. 2).

Соответственно различными оказываются и технологические свойства первичных и преобразованных руд: первые из них существенно карбонатные малосульфидные настуран-коффинит-браннеритовые, вторые — алюмосиликатные (глинистые) умеренно сульфидные преимущественно черниевые.

В пестроцветном горизонте и на участках развития посткоровых зон трещинного окисления U частично или полностью выщелочен из пород; здесь же отмечено появление отенита; метаотенита, фосфуранилита, бетауранотила.

Околорудные ореолы урана в сероцветном глинистом структурном горизонте выражены более четко, чем в глинисто-щебенистом. Их размеры в 2—4 (по мощности) и в 2—6 раз (по простираанию) больше размеров первичных ореолов в коренных породах; в коре выветривания ореолы приобретают грибообразную форму, расширяясь и затем тупо выклиниваясь у нижней границы осветленного пестроцветного элювия (см. фиг. 1, б). Здесь до 90% U находится в сорбированной форме (в глинах). В глинисто-щебенистом горизонте большая часть U приурочена к обломочным фракциям.

Около рудных тел, залегающих в коре выветривания, обнаруживаются остаточные зональные ореолы натриевых метасоматитов, мощность которых в 1,5—2 раза меньше мощности первичных ореолов. Контрастность фиксируемых метасоматических преобразований последовательно уменьшается по мере усиления гипергенных изменений. Вместе с тем следы околорудных метасоматитов сохраняются даже в пестроцветном элювии. В сероцветных горизонтах коры выветривания по мере приближения к внутренним зонам метасоматического ореола увеличивается встречаемость реликтов альбита и уменьшается количество кварца, гидрослюда, хлорита. Выполненные исследования показали, что ореолы натриевых метасоматитов в элювии карбонатно-сланцевых пород могут уверенно выявляться по значениям атомного отношения содержаний Na и K (табл. 3).

Отношения между добавкой радиогенного Pb в рудах коры выветривания в большинстве случаев соответствуют изохроне 360 млн. лет и отвечают возрасту первичного эндогенного оруденения (фиг. 3). Подавляющая часть руд характеризуется равновесными отношениями между ²³⁸U, ²³⁴U, ²³⁰Th, Ra. Отмечается некоторое перераспределение U в неоген-четвертичное время, связанное с развитием молодых зон тре-

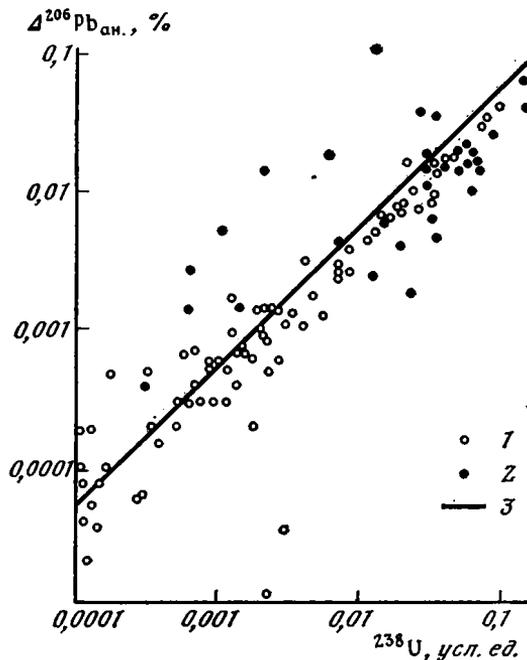
Значение атомных отношений содержаний и К в остаточном ореоле гидротермального карбонат-альбитового изменения в сланцах

Породы	Неизмененные породы	Гидротермально измененные породы		
		слабо	умеренно	сильно
Коренные	<0,2	0,2—2,0	2,0—2,5	>25
Кора выветривания:				
глинисто-щебенистая	<0,1	0,1—1,0	1,0—10	10
глинисто-сероцветная структурная	<0,1	0,1—0,5	>0,5	>0,5
глинистая пестроцветная бесструктурная	<0,1	<0,1	>0,1	>0,1

щинной лимонитизации: в зонах с гидроокислами Fe радиоактивное равновесие смещено в сторону избытка Ra, а в прилегающих к ним богатых рудах — в сторону U.

В сероцветной части коры выветривания по сравнению с коренными породами помимо U устанавливаются несколько более высокие содержания Ni, Co, Mo, V — в связи с углеродистыми сланцами, а также В, Y, Zr, Th, As, Pb, Zn, которые присутствуют в гидротермальных рудах в малых количествах. Относительное возрастание содержаний этих элементов объясняется главным образом выносом при формировании коры ряда породообразующих компонентов и прежде всего карбонатного вещества. В рудах коры выветривания устанавливается значимая положительная коррелятивная связь урана с Zn, Pb, As, P, Th, Y, Ni, Co, V. При этом Th, As, Be, Y образуют здесь вокруг рудных тел слабые ореолы.

Изложенные геологические, минералогические и геохимические данные свидетельствуют о том, что рассматриваемое урановое оруденение



Фиг. 3. Диаграмма отношений между содержаниями радиогенной добавки Pb и U в коренных породах и корах выветривания на месторождении в вендских сланцах и палеозойской вулканогенно-осадочной толще
1 — пробы из коренных пород; 2 — пробы из коры выветривания; 3 — изохрона 360 млн. лет

в гидрослюдисто-каолинитовой коре выветривания вендских и палеозойских пород является элювием гидротермальных урановых руд, а в сероцветном глинистом горизонте обладает характерными чертами «зоны цементации» [9]. Окислительная часть древнего профиля коры выветривания развита слабо. Горизонт пестроцветного элювия, из которого U практически нацело вынесен, соответствует синхронной корообразованию зоне окисленных и выщелоченных руд. Участки распространения буро-желтых гидроокислов Fe могут рассматриваться как более поздняя, близсовременная зона трещинного окисления, накладывающаяся в периферических частях рудной залежи как на сероцветные породы коры выветривания, так и на коренные породы. Развитие этой зоны носило весьма ограниченный характер, сопровождалось локальным перераспределением U и не привело к общему изменению морфологии и параметров оруденения.

Согласно имеющимся данным, формирование коры выветривания в районе рассматриваемого месторождения происходило в три этапа: 1) триас-юрский (основной), 2) палеоценовый и 3) олигоценый, когда территория провинции характеризовалась наличием тропического гумидного климата и относительно выравненного рельефа. Развитие последующих узких зон окисления пород (в основном по подновленным разрывным нарушениям) следует датировать неогеном — антропогеном и связывать с новейшей тектонической активизацией района и распространением на его территорию аридного климата.

Приведенный пример наглядно показывает, что коры выветривания кристаллических пород либо по крайней мере их нижние или даже средние горизонты в ряде случаев могут оказаться представительными для поисков первичного остаточного эндогенного уранового оруденения. Все дело в степени проявленности в эпохи корообразования окислительных процессов, определяющих возможность выноса U. Последняя же в общем случае должна определяться геоморфологическими особенностями района, обуславливающими положение уровня грунтовых вод, а главное — вещественным составом исходных, материнских пород.

Действительно, формирование коры выветривания с выносом оснований и замещением силикатного каркаса кристаллической породы глинистым материалом — это, прежде всего, щелочно-кислотный процесс, процесс близповерхностного низкотемпературного кислотного метасоматоза, который может и не иметь окислительного характера. Иными словами, окислительно-восстановительная часть общего процесса корообразования проявляет себя в какой-то мере независимо от изменения рН среды, определяясь несколько иными факторами.

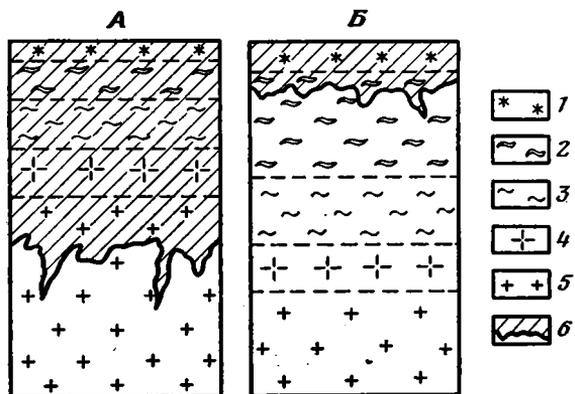
Допустим, что в кристаллические породы, как это имеет место при современном латеритном выветривании, поступают с земной поверхности кислородсодержащие воды с $\text{pH} = 5,3 - 5,5$. Щелочность этих растворов по мере проработки исходных пород и замещения их минеральными агрегатами глин будет повышаться; при этом мощность зоны корообразования (кислотного химического выветривания) при прочих равных условиях будет тем больше, чем меньше в породах оснований — главным образом щелочей и щелочных земель. Водно-растворенный кислород будет расходоваться на окисление сульфидов, минералов закисного железа, органического вещества и т. д.; соответственно мощность окисленной части коры выветривания будет тем больше, чем меньше содержится в материнских породах восстановителей.

Таким образом, можно представить несколько вариантов соотношений синхронных окислительной и кислотной зональностей глинистых кор выветривания в зависимости от состава вмещающих пород. Крайними здесь будут являться два случая (фиг. 4).

1. Исходные породы богаты основаниями, но бедны восстановителями (например, карбонатсодержащие пестроцветные толщи, альбититы и т. д.). Развитие окисления опережает разложение силикатных минералов и их замещение гидроалюмосиликатами; все части профиля коры выветривания характеризуются окислительной обстановкой, а U в соот-

ветствии с развитием зон лимонитизации активно выносятся не только из коры, но и из верхней части массива коренных пород.

2. Исходные породы содержат относительно мало оснований, но богаты восстановителями (например, углеродистые сланцы). Развитие зоны окисления намного отстает от зоны кислотной проработки пород, и формируемая кора выветривания по окислительно-восстановительным свойствам оказывается зональной: а) верхняя часть — окислительной по железу и сере (с гетитом — гидрогетитом), б) нижняя — восстановительной по железу (с пиритом и другими минералами Fe(II)). У выносятся из зоны «а», и притом как из руд, так и из вмещающих пород, и остается неподвижным в зоне «б». Аналогичным образом, вероятно, происходит миграция обычных спутников урана в инфильтрационном окислительном процессе — Se, Mo, Re и др.



Фиг. 4. Схемы соотношения окислительной и кислотной эпигенетических зональностей при развитии кор выветривания по породам, богатым основаниями, но бедными восстановителями (А), и богатым восстановителями, но бедным основаниями (Б)

Зоны профиля коры выветривания: 1 — охр; 2 — каолинитовая; 3 — гидрослюдистая; 4 — дезинтеграции; 5 — коренных пород; 6 — лимонитизации (окислительной обстановки по Fe и U)

Пример рассмотренного месторождения показывает, что при наличии литологических разновидностей, относительно богатых как восстановителями (реакционноспособными углеродистым веществом, сульфидной S и минералами закисного Fe), так и основаниями (Ca, Na, Mg), развитие кислотного профиля выветривания может значительно опережать окисление пород, приводя к закономерному формированию выдержанных горизонтов сероцветного элювия. Этот случай является, вероятно, ведущим в областях распространения толщ палеозойских и докембрийских углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев, где в связи с последующей эрозией верхней окислительной зоны сохранившаяся часть разреза раннемезозойских кор выветривания (преимущественно линейных) представлена «каолинит-пиритовой» минеральной ассоциацией без признаков дефицита U. Подобная ассоциация наблюдается, например, на молодых «слюдяковых» месторождениях в черносланцевой формации, описанных в работах [3, 19]. Здесь интенсивное развитие окислительного эпигенеза, сопровождающегося перераспределением U и формированием трещинно-инфильтрационного оруденения, связывается с молодыми процессами инфильтрации кислородных вод, происходящими в аридоклиматической обстановке, но никак не с древним латеритным корообразованием.

Изложенные данные и соображения позволяют считать, что в древних корах выветривания черносланцевых толщ и других формаций, богатых восстановителями, возможно сохранение уранового оруденения (любого генезиса). При наличии в этих корах активных восстановителей урана, каковыми может быть частично разложенное в сфере гипергене-

за (оксикерит, гуминокерит) или переотложенное органическое вещество, последнее может обуславливать возникновение «зон цементации», приводя к формированию в восстановительной обстановке на границе пестроцветного элювия дополнительных аккумуляций U, выщелоченного кислыми нисходящими водными растворами из верхней лимонитизированной (гететизированной) части профиля коры. Такие аккумуляции едва ли могут создаваться на безрудном субстрате, так как исходные содержания U в просачивающихся с поверхности и грунтовых водах областей каолинового корообразования крайне низки. Однако при поисках коренных месторождений следует учитывать возможность существования черниевых оруденений в корах выветривания и притом не только сохранности первичных руд, но и их дополнительного обогащения ураном. Очевидно также, что при благоприятных геологических и литолого-геохимических условиях убогие первичные концентрации U могут быть преобразованы в сероцветном элювии в практически значимые скопления черниевых руд.

Так как латеритные или каолиновые коры выветривания возникают в гумидных провинциях, где просачивающиеся кислые воды содержат растворенное органическое вещество, то происходящие в зонах их нейтрализации процессы осаждения органических компонентов могут автоматически обеспечить обогащение рудовмещающей среды активными восстановителями урана. На этом восстановительном барьере будет происходить также редукция сульфат-иона, генерирующегося в верхней зоне при окислении сульфидных минералов, и связывание выделяющегося H_2S с ионом Fe^{2+} , поступающим с кислыми водами, с образованием пирит-мельниковитовой минерализации. При слабом развитии сульфат-редукции растворенное закисное Fe может перемещаться в нижние части профиля коры, где, взаимодействуя с разрушающимися прослоями карбонатных пород, связывается в сидерит. Параллельно с выпадением из раствора U на границе пестроцветного и сероцветного элювия или ниже последней возможно осаждение самородного селена, дисульфидов, молибдена и рения. Таков в общих чертах вероятный механизм формирования внутрикоровых «зон цементации» на месторождениях урана.

Естественно, что в случае развития посткоровых, более глубоко проникающих процессов окислительного эпигенеза — в связи с последующими эпохами аридизации климата — рассматриваемое оруденение может оказаться частично или полностью разрушенным. Оно может быть также уничтожено в ходе тектонического воздымания рудоносных блоков и связанной с этим эрозии, когда сохраняются фрагменты только нижней части сероцветной зоны коры выветривания. На охарактеризованном нами рудном объекте высокая степень сохранности черниевых оруденений обусловлена прежде всего наличием покрова неоген-четвертичных суглинков и глин, ограничивающих доступ кислородных вод с поверхности к сероцветным рудоносным породам.

Выводы. 1. Бытующее суждение о непременном выносе U из пород при формировании кор выветривания латеритного или каолинового профиля в связи с существованием в этих корах окислительной обстановки — следует признать неточным. На гидротермальном месторождении в вендских песчано-сланцевых и палеозойских вулканогенно-осадочных породах установлена высокая степень сохранности оруденения в той части раннемезозойской — палеогеновой коры выветривания, которая расположена ниже пестроцветного элювия, содержит неокисленные сульфиды и углеродистое вещество. Таким образом, помимо накоплений Al, Fe, Ni при благоприятных геолого-геохимических условиях в гидрослюдисто-каолиновых корах выветривания могут присутствовать и остаточные урановые руды. При этом оруденение приобретает черниевый состав и дополнительно обогащается ураном («зона цементации»), выщелоченным из верхней, окисленной зоны коры.

2. Представляется, что отчетливая окислительно-восстановительная зональность гумидных кор выветривания с развитием в их нижних и

средних горизонтах сероцветного элювия возникает главным образом в тех случаях, когда приповерхностному кислотному выщелачиванию подвергались породы, относительно богатые компонентами-восстановителями: реакционноспособным углеродистым веществом, закисным железом и сульфидной серой. Такой тип кор должен быть свойствен в первую очередь породам черносланцевой формации и углеродсодержащих карбонатно-сланцевых толщ.

3. Полученные данные следует учитывать при прогнозных и поисковых работах на площадях с мощными, хорошо сохранившимися древними корами выветривания, где сероцветный элювий должен рассматриваться в качестве горизонта, представительного для опоскования. При благоприятных геологических и литолого-геохимических условиях здесь возможно обнаружение практически значимого черниевое оруденения, в том числе над убогими скоплениями урана в коренных породах.

Литература

1. Глазовская М. А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972, 232 с.
2. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1973, 428 с.
3. Голубев Б. Б. Особенности проявления и условия образования инфильтрационной урановой минерализации в черносланцевых толщах фанерозойских складчатых областей и фундамента молодых платформ.— В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982, с. 230—235.
4. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Госатомиздат, 1962, 239 с.
5. Коченов А. В., Расулова С. Д. Об условиях мобилизации и накоплении урана при современном осадкообразовании.— В кн.: Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М.: Недра, 1978, с. 12—21.
6. Кренделев Ф. П., Злобин В. А., Ножкин А. Д., Бобров В. А. Естественные радиоактивные элементы (U, Th, K) в кремнисто-глинистых и карбонатно-глинистых породах докембрия Енисейского кряжа и поведение их в процессе метаморфизма.— В кн.: Международный геохимический конгресс, 1971 (Тез. докл.). Т. 2. 1971, с. 477—478.
7. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978, 607 с.
8. Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. Материалы VII Всесоюзной литологической конференции, 1966. М.: Наука, 1968, с. 48—71.
9. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М.: Госгеолтехиздат, 1957, 219 с.
10. Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 352 с.
11. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975, 341 с.
12. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979, 423 с.
13. Раевский В. П., Жданова Л. В. Уран и торий в процессе гипергенных изменений гранитоидов Қолыванского массива.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Тезисы докладов II Всесоюзного радиогеохимического совещания. Душанбе, 1975, с. 91—93.
14. Сапожников Д. Г., Витовская И. В., Никитина А. П. и др. Кора выветривания и осадочные формации.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 126—139.
15. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974, 231 с.
16. Шарков Ю. В. Поиски месторождений атомного сырья.— Природа, 1959, № 12, с. 13—21.
17. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978, 287 с.
18. Шмариович Е. М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. II. М.: Недра, 1970, с. 180—189.
19. Шмариович Е. М., Жильцова И. Г., Пакульник Г. В., Шугина Г. А. Роль изменения рН среды в формировании первичного слюдкового уранового оруденения.— Сов. геология, 1982, № 2, с. 33—43.

Мингео СССР
Москва

Поступила в редакцию
3.XII.1982

УДК 553.495 : 551.71/72

О ПРОИСХОЖДЕНИИ НЕКОТОРЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ЕЛИСЕЕВ В. И.

На основании литературных данных приведены геологическая характеристика, минеральный состав и закономерности распределения Au и U в золото-урановых месторождениях Витватерсранд (ЮАР), Тарква (Гана) и Блайн-Ривер (Канада). Изложены аргументы, позволяющие рассматривать золотоносные конгломераты Витватерсранда как составную часть отложений слившихся предгорных конусов выноса. В пользу этого свидетельствует последовательная смена (по мере удаления от областей сноса) кварцевых конгломератов крупно-, а затем мелкозернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, совершающаяся на коротких расстояниях; приуроченность концентраций золота к системе веерообразно расходящихся погребенных русел, а также уменьшение содержания золота и измельчение золотин вплоть до невидимых невооруженным глазом частиц в направлении сноса. В целом в строении золотоносной толщи прослеживается достаточно четкая радиальная последовательность потоковой и веерной макрофаций, свойственная пролювию.

Все это явно противоречит развиваемой некоторыми авторами гидротермальной гипотезе генезиса золота, равно как и гипотезе прибрежноморского происхождения золотоносной толщи. Показывается, что строение и условия залегания толщ месторождений Тарква и Блайн-Ривер позволяют и их считать пролювиальными отложениями. Приведены также аргументы в пользу кластогенной природы урановых минералов, являющихся, по-видимому, компонентами комплексных золото-урановых россыпей пролювиального генезиса.

Вопрос о происхождении таких уникальных золото-урановых месторождений, как Витватерсранд (ЮАР), Тарква (Гана) и Блайн-Ривер (Канада) до сих пор не решен. В то же время ясно, что правильное истолкование условий их образования имеет большое теоретическое, методическое и практическое значение, поскольку генезис предопределяет методику поисков подобных месторождений в других областях и последующее проведение на них геологоразведочных работ.

ЗОЛОТО-УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВИТВАТЕРСРАНД

Проблема происхождения месторождения сложна и дискуссионна. Академик В. И. Смирнов [20] отмечает: «Многочисленные исследователи Витватерсранда разделяются на два лагеря. Представители одного из них (Л. Грайтон, Ч. Девидсон, В. Мак-Келви, Д. Эрхардт, Э. Хейнрих и др.) защищают первичное гидротермальное происхождение руд этого месторождения. Более многочисленные сторонники другой гипотезы (В. Домарев, В. Котляр, Г. Бейн, У. Гарлик, И. Катаяма, В. Либенберг, А. Мак-Грегор, С. Михолич, П. Рамдор, Д. Симпсон, Г. Шнейдурхен и др.) доказывают первичный седиментационный генезис Витватерсранда, относит его к древней прибрежной морской россыпи, претерпевшей соответствующие стадии диагенеза, катагенеза и низкой ступени метаморфизма» ([20], с. 565—566). А. М. Портнов, развивая проблему гидротермального происхождения месторождения, полагает даже, что и конгломераты, и связанные с ними ценные минералы могли окататься гидротермальными растворами, поднимавшимися по трещинам к поверхности Земли. По его мнению «...происхождение кварц-пиритовых конгломератов Южной Африки и некоторых других районов не связано с осадочным процессом» ([17], с. 29). Однако эта концепция находится в противоречии с имеющимися фактами, изложенными ниже.

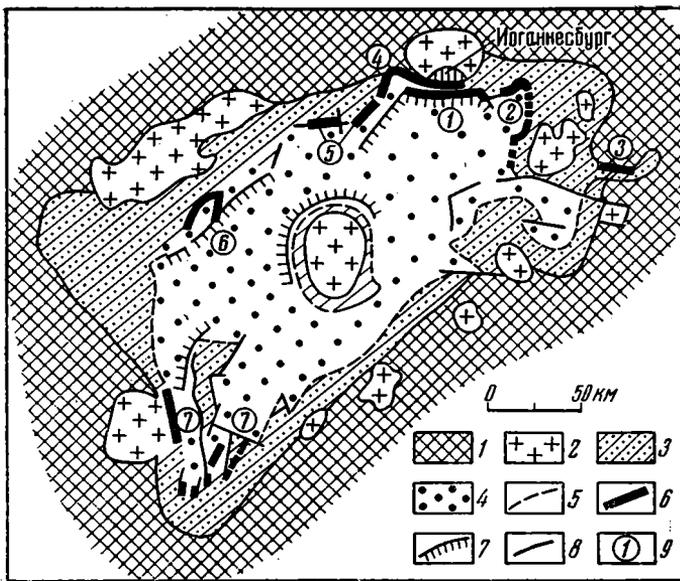
Месторождение располагается на шите древней Африканской платформы, в ее юго-восточной части, и приурочено к метаморфизованным породам раннепротерозойского возраста (2,7—2,3 млрд. лет). Последние залегают на гранито-гнейсах архейского возраста. Нижнепротерозойские образования представлены конгломератами, кварцитами, песчаниками (кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми), кварцево-серицитовыми сланцами, доломитами, а также эффузивными и кварцевыми гиллами. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек жильного кварца, с примесью галек кварцита и кремня размером 2—4, редко 10 см. Цемент — слюдисто-кварцевый, содержащий много пирита (2—16%). Слюдистые минералы представлены серицитом, пиррофиллитом и хлоритом. Отложения месторождения характеризуются ярко выраженным ритмичным наслоением (многократное чередование кварцитов и сланцев, кварцитов и конгломератов), нередко криволинейностью. Они выполняют прогиб северо-восточного простирания, осложненный куполообразными выступами фундамента и разломами широтного, северо-западного и других направлений (фиг. 1). Общая мощность отложений около 10 км. Указанные породы подразделяются на четыре системы (снизу вверх): Доминион, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль. Промышленной золотоносностью обладают базальные конгломераты или рифы всех четырех систем. В системе Доминион это Доминион-Риф. В Витватерсрандской системе, наиболее важной в отношении золотоносности, различают два отдела: нижний и верхний. Первый состоит в основном из слюдистых кварцево-полевошпатовых песчаников с обломками пород и слюдисто-глинистых сланцев, тогда как конгломераты встречаются редко. Второй образован главным образом кварцево-полевошпатовыми песчаниками (более однородными) и конгломератами с одним прослоем сланцев, известным как «сланцы Кимберли» (фиг. 2). Его продуктивность выше первого.

В нижнем отделе промышленное значение имеет Гавернмент-Риф. В основании верхнего отдела прослеживается серия Мейн-Берд, включающая главные золото- и ураноносные пласты (снизу вверх): Мейн, Мейн-Лидер, Саут, Карбон-Лидер, Монарк и Верхний Монарк. Выше залегает серия Кимберли-Элсбург, включающая рифы Кимберлей, Мей-Кимберлей, Элсбург и Голд-Эстейтс. В системах Вентерсдорп и Трансвааль это соответственно рифы Вентерсдорп-Контакт и Блэк [12].

Наибольшее промышленное значение в отношении Au имеет горизонт Мейн-Риф. Он прослежен на протяжении 160 км и характеризуется устойчивым содержанием Au (более 4,5 г/т), а также присутствием уранинита. Мощность золотоносного горизонта изменяется от нескольких см до 3—4 м; в среднем она равна 0,6—2,5 м [18]. Из этого горизонта на участке в 60 км получают 90—95% от общей добычи Au на месторождении.

В подавляющем большинстве случаев Au встречается в цементе конгломератов, иногда в кварцитах (например, в кварцитах Саут-Риф); имеется также в углистом веществе, тухолите и пирите. Оно встречается в виде округлых зерен и мелких кристаллов, проволочек, пленок вокруг зерен пирита, уранинита и других минералов. Размер золотинок 0,01—0,07 мм. Золотом обогащены лежащие бока горизонтов. В остальной их части золота мало. Протяженность золотоносных струй от 0,5 до 1,5 км, ширина 15—300 м. В пределах золотоносных пластов концентрация Au возрастает с увеличением размеров галек конгломерата; одновременно увеличивается количество минералов тяжелой фракции [18]. В большинстве случаев конгломераты с промышленными концентрациями Au содержат также практически значимые количества U. Содержания Au и U резко возрастают в углеродистых прослоях (например, в пластах Буффельсдорп-Риф и Бейлз-Риф формации Гавернмент на месторождении Клерксдорп).

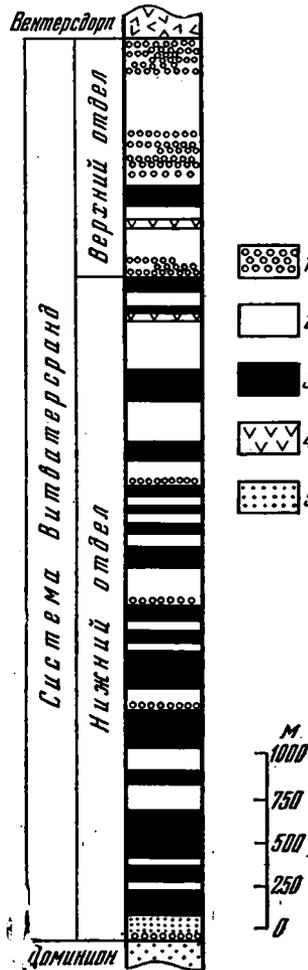
Главный минерал U — уранинит, встречающийся в виде округлых зерен размером около 0,07 мм. Помимо него отмечена урановая смолка и тухолит. Вместе с Au и уранинитом находятся хромит, корунд, гранат,



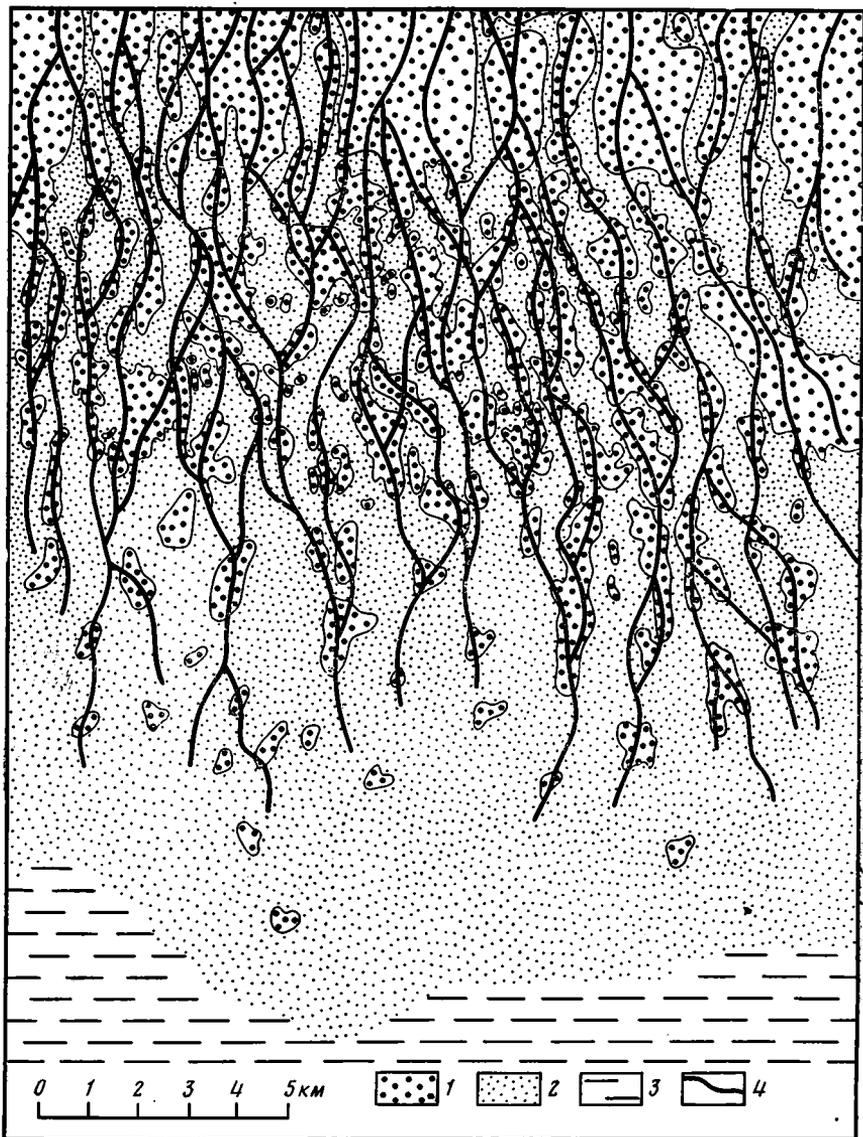
Фиг. 1

Фиг. 1. Геологическая карта бассейна Витватерсранда (по Р. Восу [32], с изменениями автора) 1 — архейские образования; 2 — граниты; 3 — отложения нижнего отдела системы Витватерсранд; 4 — отложения верхнего отдела системы Витватерсранд; 5 — основание верхнего отдела системы Витватерсранд; 6 — обогащенная золотом краевая часть бассейна Витватерсранд; 7 — периферийный сброс; 8 — другие сбросы; 9 — главные промышленные площади (цифры на карте 1—7): 1 — Центральный Ранд; 2 — Восточный Ранд и Хейдельберг; 3 — Кинросс; 4 — Западный Ранд; 5 — Дальний Западный Ранд; 6 — Клерксдорп; 7 — Одонтальс Рюст

Фиг. 2. Обобщенная стратиграфическая колонка системы Витватерсранд на месторождении Восточный Ранд (по Р. Восу [32]) 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — лавы; 5 — ортокварциты



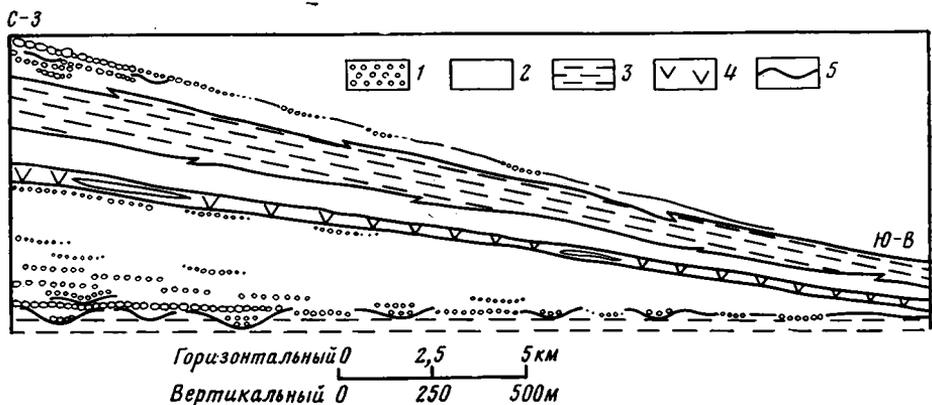
Фиг. 2



Фиг. 3. Схема расположения фаций в горизонте Мейн-Риф в Восточном Ранде (по Р. Восу [32])
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — русла потоков

осмистый иридий, платина, рутений, циркон, касситерит, монацит, иногда алмаз (например, в формации Кимберли-Элсбург). Некоторые из них (платиноиды, осмистый иридий и алмазы) извлекаются попутно.

Золотоносные конгломераты месторождения Витватерсранд вытянуты параллельно краевой части впадины (см. фиг. 1) и перпендикулярно к направлению сноса обломочного материала. Это доказывается тем, что при прослеживании конгломератов от края впадины к центральной ее части отмечается уменьшение размера галек и появление переслаивания конгломератов с гравелитами и кварцитами, а затем и полное замещение конгломератов кварцитами. Так, месторождение Центральный Ранд вытянуто в широтном направлении, тогда как обломочный материал сносился с севера на юг. Об этом свидетельствует измельчение обломочного материала в южном направлении и эрозионные ложбины меридионального направления. Одновременно с уменьшением размера галек уменьшается содержание уранинита и Au, а также размер золотинок. Например, в горизонте Мейн-Риф месторождения Восточный Ранд



Фиг. 4. Разрез через мульду Восточного Ранда с северо-запада (от края впадины) на юго-восток (по Р. Восу [32])
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — лавы; 5 — русла потоков

(фиг. 3) вблизи области сноса прослеживаются почти сплошные конгломераты, которые ниже по течению замещаются песчаниками с прослоями конгломератов, а затем (на расстоянии около 7 км) — крупнозернистыми песчаниками. Еще ниже по течению песчаники становятся мелкозернистыми и содержат прослой глинистых сланцев, возникшие, вероятно, в небольших застойных водоемах. Быстрое измельчение пород в латеральном направлении и наличие сети разветвленных русел указывают на то, что они слагают, по-видимому, конус выноса, являясь потоковой и веерной макрофациями пролювия¹. Это подтверждается разрезом через мульду Восточного Ранда, строение которого сходно со строением конуса выноса (фиг. 4).

В области развития сплошных конгломератов имеется много богатых золотоносных струй, а ниже по течению содержание Au уменьшается [32]. Кроме того, вблизи области сноса в конгломератах присутствуют частички золота, которые по мере удаления от этой области становятся невидимыми. Это значит, что Au носилось оттуда же, откуда поступал весь обломочный материал. Пролювиальный генезис месторождения подтверждается рисунком расположения богатых золотоносных струй в горизонте Мейн-Риф-Лидер Восточного Ранда, который в плане имеет характерную веерообразную форму (фиг. 5). Золотоносные струи накапливались скорее всего в радиально расходившихся руслах на конусе выноса, на которые дробился единый поток при его выходе из гор на равнину. Вероятно, золотоносные пласты, вытянутые вдоль края впадины, представляют собой комплекс слившихся конусов выноса.

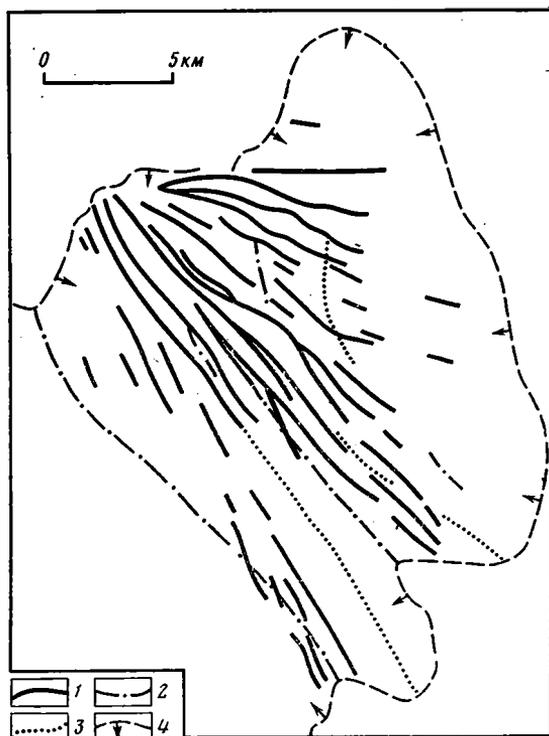
О пролювиальном генезисе месторождения свидетельствует и строение рудоносных толщ, характеризующихся в разрезе сложным чередованием пачек различного литологического состава, что связано с миграцией потоков на конусах выноса (мощные потоки с течением времени сменялись маломощными и т. п.). Отмеченная особенность строения пролювия чрезвычайно характерна для позднеплейстоценовых конусов выноса Средней Азии и Южного Казахстана, изученных автором [6].

Приведенные факты (ритмичное наслоение отложений, характер расположения макрофаций в пространстве, веерообразная ориентировка золотоносных струй в некоторых пластах, присутствие окатанных зерен золота и уранинита и т. п.) не согласуются с гидротермальной гипотезой происхождения месторождения. Трудно представить, чтобы поднявшийся из глубины поток, войдя в конгломераты, стал растекаться в форме веера. Напротив, когда поток выходит из гор на равнину, то скорость его течения замедляется и он растекается на ряд радиально направленных рукавов, теряя при этом значительную часть, а то и весь принесенный материал, в том числе и золото. Еще труднее объяснить

¹ К пролювию мы относим весь комплекс отложений конусов выноса и наземных дельт, т. е. понимаем его в широком смысле [6].

образование месторождения по концепции А. М. Портнова [17]. Неясно, как, исходя из этой концепции, можно представить накопление ритмично-наслоенной толщи (например, системы Витватерсранд), состоящей из многократного чередования песчаников и сланцев, песчаников и конгломератов (см. фиг. 2). Очевидно, что эта толщина могла накопиться только в результате осадочного процесса. Маловероятно также, чтобы поднимавшиеся по трещинам воды сформировали золотоносные струи в плане в форме веера. Наконец, гидротермальной концепции противоречит площадной характер распространения отложений месторождения.

У. Либенберг [12], защищая теорию россыпного происхождения месторождения, приводит такие факты (дается часть их), которые, по его мнению, противоречат гидротермальному происхождению месторожде-



Фиг. 5. Главные изгибы, положение и направление богатых золотоносных струй в горизонте Мейн-Риф-Лидер в пределах мульды Восточного Ран-да [4]

1 — богатые струи; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — граница мульды, стрелки — направление падения пород

ния: а) уранинит, золото и сульфиды не связаны генетически (не образуют прорастаний), как это имеет место в полиметаллических жилах; б) золото и ураносодержащие минералы приурочены лишь к сравнительно тонким прослоям конгломератов в огромной толще безрудных пород; в) золотоносные пласты, залегающие на нижележащих с размывом, содержат по сравнению с последними значительно более высокие концентрации детритовых минералов, что связано с их переотложением из более древних пластов; различные пласты конгломератов, отложившиеся и консолидировавшиеся в разное время, имеют однородный минеральный состав. Если за привнос минералов ответственны гидротермы, то эти растворы скорее всего имели однородный состав. Учитывая, что растворы должны были проникать в породы в разное время (так как некоторые пласты конгломератов образовались после того, как другие уже сформировались и метаморфизовались), вся гидротермальная концепция становится неправдоподобной. По мнению У. Либенберга, рассуждения сторонников гидротермального генезиса основаны не

на фактах, а на отрицательных аргументах. Но если не принимать во внимание имеющиеся факты, то проблема происхождения Au и уранинита станет предметом явной спекуляции.

Из фиг. 3 видно также, что в накоплении металлоносной толщи принимали участие многочисленные русла, а это исключает ее морское происхождение. Такой вывод подтверждается пестрым литологическим составом рудоносной толщи, поскольку морские отложения характеризуются обычно большей однородностью и округлой формой галек конгломератов (прибрежно-морские гальки характеризуются нередко плоской формой).

Л. Рейнеке, касаясь образования конгломератов Витватерсранда, приводил данные, убедительно доказывающие существование *континентальных* условий, сходных с условиями отложения сивалика в Индо-Гангской области [4]. У. Х. Твенховел, ссылаясь на Стампа, писал: «Части молассы и флиша Альп, а также пригренные части формации сивалик в Индии произошли при условиях предгорья. В результате отложения в этой обстановке (предгория — В. Е.) получают следующие породы: конгломераты, песчаники, аркозы, серые вакки и сланцеватые глины. Такой агрегат лучше всего называть фангломератом» ([21], с. 704)². А. Н. Мурти Докка и др. [14] отмечали большое сходство сиваликских и среднеазиатских молассовых формаций. В. Минтер [28] полагал, что распределение золота в конгломератах Витватерсранда отвечает теоретической модели аллювиального конуса выноса. Такого же мнения придерживался Р. Вос [32], который утверждал, что скопление богатой руды соответствует рисунку аллювиального конуса выноса или ряду слившихся конусов выноса. По Н. Смит и В. Минтеру [30] горизонты Мейн-Риф-Лидер и Элсбург формировались системой разветвленных потоков.

Следует, однако, заметить, что золотоносные конгломераты горизонта Мейн-Риф иногда выполняют эрозионные палеоложбины в нижележащих отложениях, т. е. имеют аллювиальное происхождение. Эрозионные ложбины на подгорной пролювиальной равнине возникли в связи с тектоническими поднятиями периферических частей впадины в поздне-витватерсрандскую эпоху. В то время осадки нижнего отдела системы Витватерсранд местами были прорезаны до основания, и область аккумуляции сместилась к центру впадины.

Таким образом, золото-урановое месторождение Витватерсранд имеет, по-видимому, преимущественно пролювиальный и отчасти аллювиальный генезис. Следует указать, что в отложениях формации Гавернмент на Дальнем Восточном Ранде и Хейдельберге отмечается прослой так называемых «тиллитов» мощностью 8 м. Он состоит из гравелитов с валунами лав, кварцитов и других пород размером до 0,5 м. Гравелиты (цементирующая масса) представлены, как правило, угловатыми зернами белого кварца, красных и черных яшм. Охарактеризованный прослой является скорее всего осадком селевого потока.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА ТАРКВА

Тарквейское месторождение располагается на шите древней Африканской платформы в ее северо-западной краевой части, и приурочено к отложениям Тарква среднепротерозойского возраста (около 1,7 млрд. лет). Образования системы залегают с размывом на отложениях системы Биррим нижнепротерозойского возраста (верхняя возрастная граница ее датируется примерно 2 млрд. лет). Помимо Au, в системе Тарква, а также и в системе Биррим содержатся алмазы.

Система Тарква подразделяется на три свиты (снизу вверх): Кавере, Банкет и Гани. Месторождение золота приурочено к свите Банкет.

² Многие наши исследователи, например В. И. Попов и др. [16], под фангломератом понимают лишь грубообломочные отложения вершинных зон пролювиальных шлейфов, что не правомерно. Фангломерат, по А. Лоусону [27], впервые предложившему этот термин, включает весь комплекс отложений пролювиального шлейфа.

Последняя сложена золотоносными конгломератами, залегающими в форме неправильных линз, местами косослоистыми, чередующимися с гравелитами, песчаниками и алеволитами и замещающимися ими в латеральном направлении. Переходы между перечисленными породами как по простиранию, так и по мощности то довольно резкие, то постепенные. В некоторых местах конгломераты замещаются конгломерато-брекчиями, состоящими из галек кварца и остроугольных обломков подстилающих пород. Золотоносные конгломераты пересечены кварцевыми жилами, лишенными золота. Породы месторождения выполняют прогиб с.-с.-в. простирания.

Золотоносные конгломераты состоят из хорошо окатанных галек кварца и кварцита (преимущественно эллипсоидальной, реже округлой формы) размером 3—5 см. В составе цемента преобладают кварц и гематит, в небольших количествах присутствуют хлорит и серицит. Помимо них встречаются циркон, турмалин, карбонаты, гранаты, хромшпинелиды. Золотоносный горизонт протягивается на 42 км. Золото мелкое, его частицы обычно не превышают 0,06 мм, содержание в среднем 8—13 г/т [18]. Наибольшее количество золота содержится в базальном пласте, который состоит из прослоев конгломератов, разделенных пропластками кварцитов и гравелитов. Чаще золото концентрируется в нижней части пласта мощностью 0,3—0,5 м, иногда всего лишь 1—2 см. В некоторых местах золото распределено более или менее равномерно по всему пласту. Характер распределения золота в данном случае сходен с таковым у минералов небольшой плотности, таких как, например, циркон и ильменит. Помимо конгломератов, Au в небольшом количестве содержится в прослоях брекчий и конгломерато-брекчий. Из них только Вастард-Риф (рудник Тарква) имеет промышленное значение. Установлено, что большая часть золота в конгломератах ассоциирует со скоплениями гематита. Если в конгломератах нет гематита, то золото в них содержится в непромышленном количестве или отсутствует.

Ю. П. Ивенсен и др. [8], касаясь месторождений Витватерсранда и Тарква, отмечают, что никто из исследователей, изучавших конгломераты Африки, не сомневался в том, что они принадлежат к одному и тому же генетическому типу. Ранее прямую аналогию между системами Тарква и Витватерсранд проводили Н. Джуннер [26] и О. Уайтлоу [33].

Сильная изменчивость состава отложений и размеров пластов в вертикальном и горизонтальном направлении наводит на мысль о том, что Тарквейское месторождение, как и Витватерсранд, имеет пролювиальный генезис. Золотоносные брекчии в районе рудника Тарква являются, скорее всего, селевой фацией пролювия. Они могли быть вынесены на конус выноса боковым притоком. В отличие от месторождения Витватерсранд, на месторождении Тарква не обнаружены золотоносные конгломераты аллювиального происхождения.

УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЛАЙНД-РИВЕР

Месторождение располагается в южной части Канадского щита, к северу от озера Гурон. В районе месторождений выделяются три возрастных комплекса пород: архейский, нижнепротерозойский (гуронский) и постгуронский (кивиноуский). В продуктивных гуронских отложениях обычно выделяют две серии — Брюс и Кобальт, подразделяемые в свою очередь на формации. С. Роско, как следует из работы П. Пиенаара [15], в гуронских отложениях выделяет следующие формации (снизу вверх): Матиненда, Нордик, Виски и др. Промышленные урановые руды приурочены к низам гуронского комплекса — к формации Матиненда, залегающей с угловым несогласием на архейских гранитах. Она образована кварцевыми конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и кварцитами. Конгломераты состоят из мелких (3—4 см) хорошо окатанных галек, состоящих преимущественно из кварца. Цемент — кварцево-хлоритово-серицитовый. Он составляет 35—40% объема породы. Породы формации характеризуются параллельной, нередко косой

слоистостью. Направление последней свидетельствует о том, что обломочный материал сносился с севера и северо-востока. Отложения формации более грубы в северной части, чем в южной. Для них характерна ритмичность наслоения, выражающаяся в чередовании конгломератов, песчаников, кварцитов и алевролитов, и быстрое замещение (на коротких расстояниях) конгломератов кварцитами в латеральном направлении.

П. Пиенаар [15] в формации Матиненда выделяет два ритма, в каждом из которых три слоя: внизу валунные конгломераты, выше — тонкозернистые породы и вверху грубозернистые арениты. Сходное циклическое строение, по его мнению, имеет система Витватерсранд. Он отмечает также, что рудные тела месторождения Блайнд-Ривер это сложно переслаивающиеся плотно- и слабоупакованные конгломераты, конгломератовые и безгалечные субаркозы, имеющие линзовидный характер³. Плотнупакованные конгломераты разделяются на многочисленные тонкие слои (в одну гальку), чередующиеся с субаркозами. Осадки, по мнению П. Пиенаара, отлагались потоками, русла которых мигрировали взад и вперед, скорости потоков периодически менялись. Отмеченные особенности строения и накопления отложений месторождения Блайнд-Ривер позволяют полагать, что они возникли скорее всего пролювиальным путем.

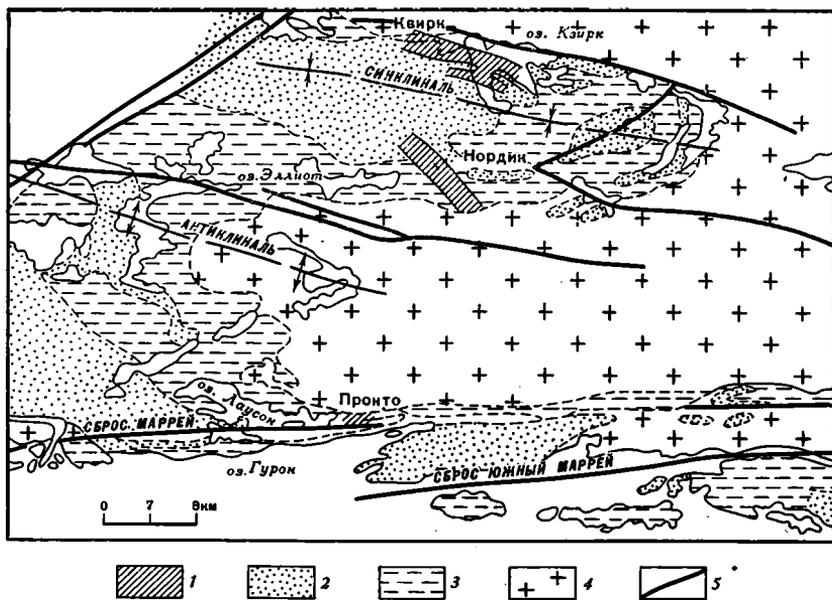
П. Пиенаар считает, что месторождение образовалось в потоковых (речных) условиях, под которыми он подразумевает аллювиальное (хотя прямо об этом нигде не пишет), а не пролювиальное накопление продуктивных слоев. Он мотивирует это тем, что толща формации Матиненда увеличивается «... в мощности в направлении от источника сноса, что не характерно для отложений аллювиальных конусов выноса» ([15], с. 187). Но этот аргумент не состоятелен, так как мощность конусов выноса обычно увеличивается именно при удалении от источников сноса [6], Н. Тейс [31] генезис этого месторождения также считает речным.

К формации Матиненда приурочены три месторождения: Квирк на севере, Нордик (Эллиот) в центральной части и Пронто — на юге (фиг. 6).

Гуронские отложения в районе Блайнд-Ривер собраны в пологую синклинали, восточная часть которой антиклинальным поднятием разделена на две синклинали: северную (Квирк Лейк) и южную. Продуктивные конгломераты месторождения Квирк приурочены к северному крылу синклинали Квирк Лейк, выполняя тектоническую депрессию в догуронском фундаменте. Они протягиваются в с.-з. направлении на 10 км, при ширине 1,8—2,7 км. Ураноносные конгломераты месторождения Нордик приурочены к южному крылу синклинали (их протяженность в с.-з. направлении 5,5 км, ширина 1,3—1,8 км) и также выполняют тектоническую депрессию в архейском фундаменте. На месторождении Квирк формация представлена преимущественно конгломератами (мощность 20—30 м), продуктивные пласты здесь встречаются по всему разрезу. На месторождениях Нордик и Пронто ее мощности соответственно 210 и 100 м, ураноносные конгломераты тяготеют к основанию толщи. Горизонты продуктивных конгломератов (на месторождении Квирк их 5, на месторождении Пронто — 1) имеют мощность от 1,8 до 9 м. Каждый горизонт — сложное чередование линз собственно ураноносных конгломератов (мощность 0,3—0,8 м) и безрудных кварцитов и аркозов. Показательно строение продуктивного горизонта Денисон на руднике Консолидейтед Денисон (месторождение Квирк). Он имеет мощность 9,6 м и нередко разделен кварцитами на два, иногда на три — четыре конгломератовых пласта. Кварциты содержат в свою очередь линзы конгломератов.

Продуктивный горизонт месторождения Пронто, вытянутый в широтном направлении, образован в основном полевошпатовыми кварци-

³ П. Дж. Пиенаар выделяет следующие разновидности упаковки: в плотнупакованных конгломератах содержание гальки составляет более 40%, в слабоупакованных — 15—40%, в конгломератовых субаркозах — менее 15%.



Фиг. 6. Геологическая карта района Блайнд-Ривер [1]
 1 — контуры месторождений; 2 — отложения серии кобальт; 3 — отложения
 серии брус; 4 — граниты, сланцы и зеленокаменные породы архея;
 5 — сбросы

тами с мелкогалечными конгломератами в основании (мощность 4—6 м), перемежающимися с кварцитами. Иногда в мелкогалечных конгломератах наблюдаются пакеты, состоящие из валунов (размером до 0,6 м) и гальки, которые представлены кварцем, кварцитами, кремнистыми сланцами, роговиками и яшмами. Преобладает кварцевая галька (95%) [1].

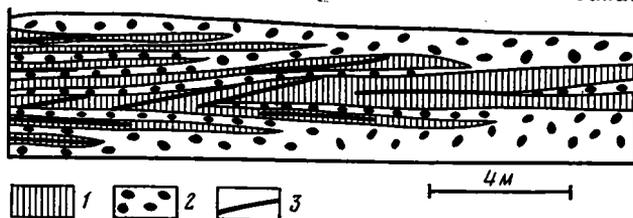
Основными промышленными минералами являются браннерит, уранит и ураносодержащий монацит. Совместно с ними встречаются урановая смолка, золото, тухолит, пирит, циркон, рутил, анатаз, пирротин и др. Главный урановый минерал браннерит встречается в виде округлых зерен и кристаллов размером 0,04—0,14 мм, редко 1—2 мм. Уранин в количественном отношении следует за браннеритом. Его угловатые до полуокатанных зерна имеют размер около 0,1 мм. Монацит, циркон и пирит встречаются в виде окатанных зерен, размер которых соответственно 0,1—0,3, 0,05—0,3, 6—9 мм. Золото представлено мельчайшими зернами в виде свободных выделений и в сростании с пиритом. Его содержание составляет от долей грамма до 1 г/т.

Минералы урана приурочены в основном к цементу конгломератов (около 90% всех запасов), но иногда образуют прожилки в гальках. Местами они встречаются в гравелитах и кварцитах, фациально замещающих конгломераты. Содержание урановых минералов и золота возрастает в конгломератах с большей сгруженностью галек, а также там, где конгломераты лежат в углублениях кристаллического основания [8]. Урановые минералы находятся в тесной ассоциации с пиритом. На месторождении Пронто, например, пирит особенно обилен в нижней части пласта, составляет 20—25%, и именно здесь наблюдается максимальное скопление урановых минералов.

Итак, толще образований месторождений Блайнд-Ривер присущи следующие особенности. 1. Резкое уменьшение крупности обломочного материала при удалении от области сноса. Месторождение Квирк, как отмечалось, сложено преимущественно конгломератами, которые южнее начинают переслаиваться в верхней части с кварцитами и на расстоянии около 8—10 км полностью замещаются ими. Здесь на месторождении Нордик конгломератовые горизонты локализуются лишь в нижней 30-метровой части толщи. В штреке 4 на этом месторождении видно,

Восток

Запад

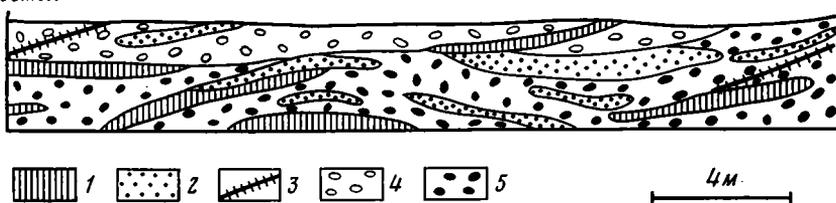


Фиг. 7. Строение участка рудоносной толщи в штреке 4 на руднике «Нордик» месторождения Блайнд-Ривер (по П. Пиенаару [15])

1 — субаркозы; 2 — конгломераты; 3 — прослойки пирита. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 1

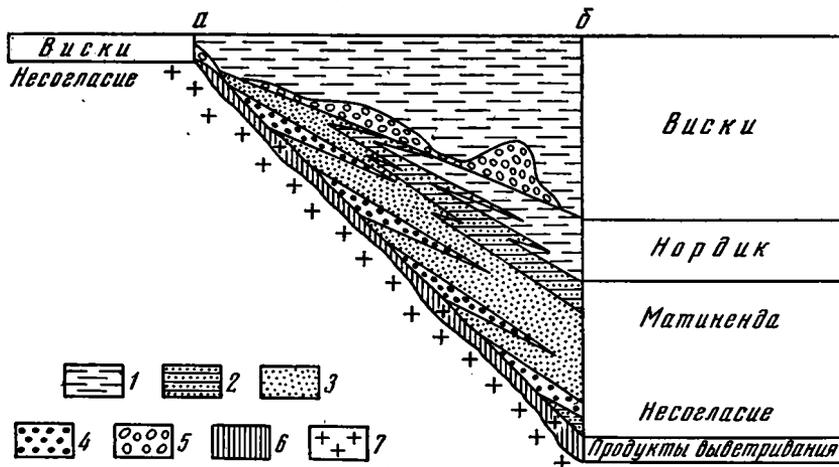
Восток

Запад



Фиг. 8. Строение участка рудоносной толщи в штреке 5 на руднике «Квирк» месторождения Блайнд-Ривер (по П. Пиенаару [15])

1 — субаркозы; 2 — конгломератовые субаркозы; 3 — прожилки пирита; 4 — слабо упакованные конгломераты; 5 — плотно упакованные конгломераты. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 1



Фиг. 9. Характер металлоносной толщи в Блайнд-Ривере между месторождениями «Квирк» (а) и «Нордик» (б) (по Роско)

1 — аргиллиты, алевролиты, граувакки; 2 — полевошпатовые кварциты, субграувакки; 3 — гравелиты, грубозернистые аркозы; 4 — олигомиктовые кварцевые конгломераты; 5 — полимиктовые валунники; 6 — остаточные продукты выветривания гранитов и зеленокаменных пород; 7 — зеленокаменные породы и граниты

как сплошные конгломераты сменяются чередующимися тонкими прослоями их и субаркозов (фиг. 7). Обычны русла глубиной не более 0,3 м и шириной до 1,5 м. 2. Сильная изменчивость состава и размера пластов в вертикальном направлении. В штреке 5 на руднике Квирк, например, наблюдаются сложно переслаивающиеся линзы плотноупакованных конгломератов, конгломератовых субаркозов и безгалечных субаркозов (фиг. 8). 3. Ритмичное наслоение.

Рассматривая схему строения металлоносной толщи между месторождениями Квирк и Нордик, можно прийти к заключению, что она во многом сходна со строением пролювиального конуса выноса (фиг. 9).

Приведенные факты свидетельствуют скорее всего о том, что образования месторождения Блайнд-Ривер принадлежат пролювию.

Уместно заметить, что С. Холмс [24, 25], рассматривая геологическую историю образования месторождения Пронто с помощью блок-диаграмм, для одной из них отметил отложение конгломератов в конусе выноса. По мнению Р. Кеннона, Л. Стифа, Т. Стерна [10], месторождение Бланд-Ривер имеет много общего с золотоурановым месторождением Витватерсранд, вплоть до приуроченности к довольно сходным породам. На этом месторождении, как и на месторождениях Витватерсранд и Тарква, продуктивные горизонты вытянуты в плане перпендикулярно к направлению сноса обломочного материала, а их внутреннее строение напоминает строение пролювиального шлейфа. Отсюда можно полагать, что продуктивные горизонты представляют собой слившиеся конусы выноса.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Если условия накопления аллювиальных россыпей, например золота, и характер распределения в них благородного металла более или менее изучены, то о пролювиальных россыпях этого сказать нельзя. В то же время выяснение хотя бы некоторых из этих закономерностей имеет большое значение для правильного направления геолого-поисковых работ на Au и другие полезные ископаемые, связанные с пролювием.

В связи с этим отметим прежде всего, что описанные золотоурановые месторождения располагаются в пределах древних щитов и приурочены к олигомиктовым (существенно кварцевым) метаморфизованным конгломератам, и редко к пиритизированным кварцитам. Преимущественно кварцевый состав конгломератов позволил всем исследователям считать, что они накапливались за счет размыва архейской коры выветривания. Но в этом случае совершенно невозможно объяснить присутствие в конгломератах явно кластического пирита, минерала неустойчивого при выветривании. Некоторые исследователи полагают, что отмеченный факт можно объяснить особенностями древней атмосферы. Так, П. Рамдор [29] отмечает, что специфика древней атмосферы Земли обеспечила на месторождении Витватерсранд накопление в россыпях наряду с золотом и платиноидами уранинита, пирита, арсенопирита, кобальтина. Но с этим положением вряд ли можно согласиться, ибо имеются многочисленные свидетельства о наличии в докембрийских отложениях органического углерода. Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко отмечают, например, что «распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространением органического углерода в основных типах осадочных горных пород фанерозоя и в современных пелагических осадках» ([19], с. 102). Вероятно, атмосфера тогда уже содержала кислород (хотя может быть и не так много, и процесс окисления протекал ослабленно). Отсюда можно сделать предположение, что при формировании месторождений Витватерсранд и Блайнд-Ривер размывалась не кора выветривания, а возможно олигомиктовые осадочные толщи (конгломераты, кварциты, песчаники), рассеянные сетью золотоносных кварцевых жил с пиритом и другими минералами.

Гальки конгломератов, вмещающих древнейшие месторождения, не превышают, как правило, 3—4 см в поперечнике, что свидетельствует о сравнительно малой контрастности рельефа в местах сочленения поднятий и впадин или прогибов. А это указывает на существование в то время относительно спокойных тектонических условий. Формирование месторождения Витватерсранд происходило в течение длительного времени. По А. Д. Ершовой [7], разница в возрасте пород основания месторождения и окончательным формированием руд составляет более миллиарда лет. Если принять время формирования 10-километровой толщи отложений месторождения в 1 млрд. лет, то получим, что скорость накопления осадков составляет в среднем 0,01 мм в год. Для сравнения

укажем, что скорость накопления четвертичных отложений в Ферганской впадине оценивается в среднем 0,5 мм в год, т. е. в 50 раз быстрее.

Вертикальная зональность в распространении золота в древних конгломератах свидетельствует о том, что периоды интенсивного накопления золота сменялись промежутками, когда его аккумуляция сильно замедлялась, или вовсе прекращалась. Вероятно, интенсивное накопление золота отвечало времени значительного усиления тектонических движений, когда формировались базальные конгломераты, залегающие на нижележащих золотоносных породах с размывом. Эти конгломераты, имеющие пролювиальный, а местами аллювиальный генезис, характеризуются наибольшим содержанием Au. Характерным примером в этом отношении является богатый Au горизонт Мейн-Риф, конгломераты которого нередко выполняют эрозионные палеоложбины в подстилающих отложениях. Вероятно, золото в этом горизонте накапливалось за счет размыва архейских образований, с одной стороны, и подстилающих витватерсрандских отложений — с другой. Это заключение подтверждается тем, что наиболее богатые концентрации Au в долинах наблюдаются у выхода их из тех золотоносных пластов, в которые они врезались.

Некоторые золотоносные горизонты описываемых месторождений характеризуются очень большой протяженностью и устойчивым содержанием Au (например, тот же горизонт Мейн-Риф). Вероятно, это связано с накоплением золотоносных галечников у подножий гор в форме конусов выноса и их последующим слиянием в одну полосу значительной протяженности. В связи с этим возникает вопрос, а откуда же бралось золото в столь больших количествах? Можно высказать такое соображение. Известно, что одним из главных показателей перспективности той или иной территории на россыпное золото является наличие коренного месторождения, в локализации которого большое значение имеют разломы. Области же аккумуляции пролювия отделены от областей сноса, как правило, разломами значительной протяженности. Отсюда и золотоносные зоны могли быть вытянуты вдоль разломов на многие километры, обеспечивая широкий фронт поступления Au в пролювий. Отметим, что в то время вследствие отсутствия растительности склоны долин и междуречья размывались чрезвычайно интенсивно, поставляя в долины много обломочного материала и вместе с ним Au. Водные потоки, перегружаясь обломочным материалом и выходя из гор на равнины, могли отлагать его в форме обширных конусов выноса даже в обстановке гумидного климата.

Все исследователи, изучавшие золотоносные конгломераты, отмечают приуроченность наиболее высоких концентраций Au к крупногалечным и валунным конгломератам, не объясняя причин такой закономерности. Вероятно, это связано с тем, что при накоплении грубого обломочного материала между слагающими его крупными гальками или валунами возникало много пустот, которые служили ловушками для тяжелых минералов. Потоки, проникая в полости, по-видимому, почти полностью теряли скорость течения и отлагали значительную часть переносимого ими тонкообломочного материала. Прежде всего это касается частиц с повышенной плотностью, в том числе и мелкого дисперсного золота, а также уранинита, плотность которого 10,5. Вероятно, золото при формировании древних метаморфизованных «россыпей» переносилось главным образом именно в форме дисперсных взвесей (так называемое «плавающее» золото). Дело в том, что крупные частицы золота в основной своей массе задерживались на предшествующей стадии аллювиального переотложения, где формировались приплотиковые россыпи ближнего сноса. В пределы же конусов выноса перемещались преимущественно мелкие частички золота, переносимые потоками во взвешенном состоянии.

Помимо этого транспортировка золота и уранинита осуществлялась частично по дну русел (где их зерна могли окатываться) и в растворенном виде в водах поверхностного происхождения. Примеров подобной миграции золота (в растворенном виде) известно немало [22]. При ин-

тенсивной фильтрации вод через толщи пролювиальных отложений и их испарении в аридных условиях, которые тогда существовали, по-видимому, в районах формирования некоторых месторождений, растворенное Au и уранинит могли выпадать в осадок, пропитывая цемент конгломератов.

Свидетельством аридных обстановок является наличие карбонатов в конгломератах месторождений Тарква и Витватерсранд. Карбонаты в цементе конгломератов месторождения Витватерсранд отлагались реками в периоды их маловодья [23]. Н. Катаяма [9] считает конгломераты Витватерсранда континентальными и полагает, что климат во время их формирования был полуаридным.

Как отмечалось, на месторождении Тарква Au нередко ассоциирует с гематитом. Возможно, это объясняется тем, что накопление Au на Тарквейском месторождении происходило за счет размыва золотоносной коры выветривания с гематитом. Последний в условиях сухого жаркого климата может возникать при обезвоживании первоначально возникающих гидроокислов Fe [2]. Возможно также, что превращение гидроокислов Fe в гематит произошло в результате последующего метаморфизма месторождения.

На некоторых месторождениях в ряде пунктов наблюдается обогащение Au и U глинистых прослоев, содержащих значительные количества органического вещества. Эти прослои формировались скорее всего в застойных водоемах, в которых накапливалось органическое вещество за счет отмирания примитивных водорослей [32]. Оно и поглощало указанные элементы из растворов. По мнению Дж. Вайна, В. Свенсона, К. Белла [3], именно гумусовое вещество растительного происхождения обуславливает значительную способность ассимилировать U из растворов и удерживать его.

После накопления древних пролювиальных россыпей, они подверглись впоследствии метаморфизму, испытали складчатость, были нарушены разрывами, по которым циркулировали гидротермальные растворы с образованием кварцевых жил на некоторых месторождениях. Au и другие полезные минералы, отложенные вначале водными потоками, были, по-видимому, частично перераспределены, по крайней мере в метаморфизованных месторождениях. Заметим, что называть подобные метаморфизованные месторождения полезных ископаемых просто россыпями, как это делает ряд исследователей, вряд ли правильно. Эти месторождения утратили характерные черты россыпей [5]. По всей вероятности, описанные древнейшие месторождения, такие, как Витватерсранд, Блайнд-Ривер и др., можно именовать *пролювиальными метаморфизованными*.

При поисках подобных докембрийских пролювиальных метаморфизованных месторождений в нашей стране необходимо учитывать ряд моментов. Месторождения образуют полосы в краевых частях впадин, перпендикулярные к направлению сноса обломочного материала. В толщах конгломератов, их слагающих, в первую очередь необходимо опробовать базальные конгломераты, залегающие с размывом на нижележащих породах: именно они характеризуются максимальными концентрациями Au. В этих пачках опробование следует начинать с крупногалечных и валунных разностей конгломератов, отличающихся от других разностей пород наибольшими содержаниями Au. При проведении геологоразведочных работ надо также иметь в виду, что распределение золота в пласте может иметь в плане веерообразную форму. Наконец, золото в нем, возможно, окажется мелким. Поэтому при опробовании этих отложений на золото рекомендуется по возможности избегать промывки проб на лотке, так как такое Au улавливается лишь частично или вообще не улавливается. Вероятно, в этом случае следует применить методику улавливания тонкого золота, описанную Б. С. Луневым и Б. М. Осовецким [13].

Литература

1. Безугубов А. И., Бывших Ю. И., Деметьев П. К. и др. Уран в древних конгломератах. М.: Госатомиздат, 1963. 188 с.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 956 с.

3. *Вайн Дж., Свенсон В., Белл К.* Роль гуминовых кислот в геохимии урана.— В кн.: Геология атомного сырья (Тр. II Международной конф. по мирному использ. атомной энергии. Женева, 1958). М.: Изд-во Глав. управ. по использ. атомной энергии при СМ СССР, 1959, с. 64—71.
4. *Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 488 с.
5. *Елисеев В. И.* Некоторые задачи изучения россыпей.— В кн.: Тезисы докладов 2-го совещания по геологии россыпных месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, с. 31—33.
6. *Елисеев В. И.* Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 232 с.
7. *Ершов А. Д.* О тектоническом положении основных промышленных типов урановых месторождений.— Сов. геол., 1973, № 11, с. 84—95.
8. *Иенсен Ю. П., Левин В. И., Нужнов С. В. и др.* Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М.: Наука, 1969. 208 с.
9. *Катаяма Н.* Генезис урановых месторождений в осадочных породах.— В кн.: Из зарубежных журналов. Вып. 25. Проблема генезиса урановых и ториевых месторождений. Часть I. М., 1961, с. 3—10.
10. *Кеннон Р., Стиф Л., Стерн Т.* Радиогенный свинец в нерадиоактивных минералах как критерий при поисках месторождений урана и тория.— В кн.: Геология атомного сырья (Тр. II Международной конф. по мирному использ. атомной энергии. Женева, 1958). М.: Изд-во Главн. управ. по использ. атом. энергии при СМ СССР, 1959, с. 31—52.
11. *Кренделев Ф. П.* Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 238 с.
12. *Либенберг У.* Условия залегания и теории происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда.— В кн.: Геология атомного сырья (Тр. II Международной конф. по мирному использ. атомной энергии при СМ СССР). М., 1959, с. 377—392.
13. *Лунев Б. С., Осовецкий Б. М.* Методика поэтапного изучения мелкого россыпного золота.— Колыма, 1979, № 11, с. 36—37.
14. *Мурти Докка А. Н., Попов В. И., Корсаков Ф. П.* Сравнительная характеристика сиваликских и среднеазиатских кайнозойских молассовых формаций.— Тр. Таш. ГУ, вып. 326, 1967, с. 39—57.
15. *Пиенаар П. Дж.* Докембрийские ураноносные конгломераты Онтарио. М.: Мир, 1967. 199 с.
16. *Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 714 с. (Тр. пробл. лабор. осадочных формаций и осад. руд. Ташкентский ГУ, вып. 11).
17. *Портнов А. М.* Глубинные конгломераты; месторождения золота, урана, алмазов.— Природа, 1980, № 7, с. 27—33.
18. *Рожков И. С.* Состояние проблемы изучения золотоносных конгломератов на территории СССР.— В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969, с. 7—28.
19. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
20. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
21. *Твенхофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М.—Л.: ОНТИ НКТП, 1936. 916 с.
22. *Трофимов В. С.* О происхождении золота в некоторых древних конгломератах.— В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М.: Наука, 1969, с. 58—63.
23. *Bultou A.* Algal concentration in the Sabi River Rhodesia: deposition model for Witwatersrand carbon? — Econ. Geol., 1979, v. 74, № 8, p. 1876—1882.
24. *Holmes S. W.* The uranium-bearing conglomerates of the Blind River, Algoma.— Can. Min. J., 1958, v. 79, № 4, p. 103—108.
25. *Holmes S. W.* Pronto mine.— In: Structural geology of Canadian ore deposits. V. 2. Montreal., 1957, p. 324—339.
26. *Junner N. R.* The Occurance of uranium in ancient conglomerates.— Econ. Geol., 1950, v. 7, № 3, p. 87—90.
27. *Lawson A. C.* The petrographic designation of alluvial-fan formations.— Bull., Univ. California, Publ., Dept. Geol., 1913, № 7, p. 325—334.
28. *Minter W. E. L.* Gold distribution related to the sedimentology of a precambrian Witwatersrand conglomerate. South Africa, as outlined by moving — average analysis.— Econ. Geol., 1970, v. 65, № 8, p. 963—996.
29. *Ramdohr P.* Das Uran des Witwatersrandes.— Lapis, 1979, v. 4, N 7—8, p. 48—49.
30. *Smith N. D., Minter W. E. L.* Sedimentological controls to gold and uranium in two Witwatersrand paleoplacers.— Econ. Geol., 1980, v. 71, № 1, 114 p.
31. *Theis N. J.* Uranium-bearing and associated minerals in their geochemical and sedimentological context. Elliot lake, Ontario.— Bull. Geol. Surv. Can., 1979, № 304. 50 p.
32. *Vos R. G.* An alluvial plan and lacustrine model for precambrian Witwatersrand deposits of South Africa.— J. Sediment. Petrol., 1975, № 2, p. 480—493.
33. *Whitelow O.* The geological and mining features of the Tarkwa Abosso Goldfield.— Gold Coast. Geol. Surv., 1929, v. 1, № 2, p. 118—122.

УДК 552.313 : 551.72(477)

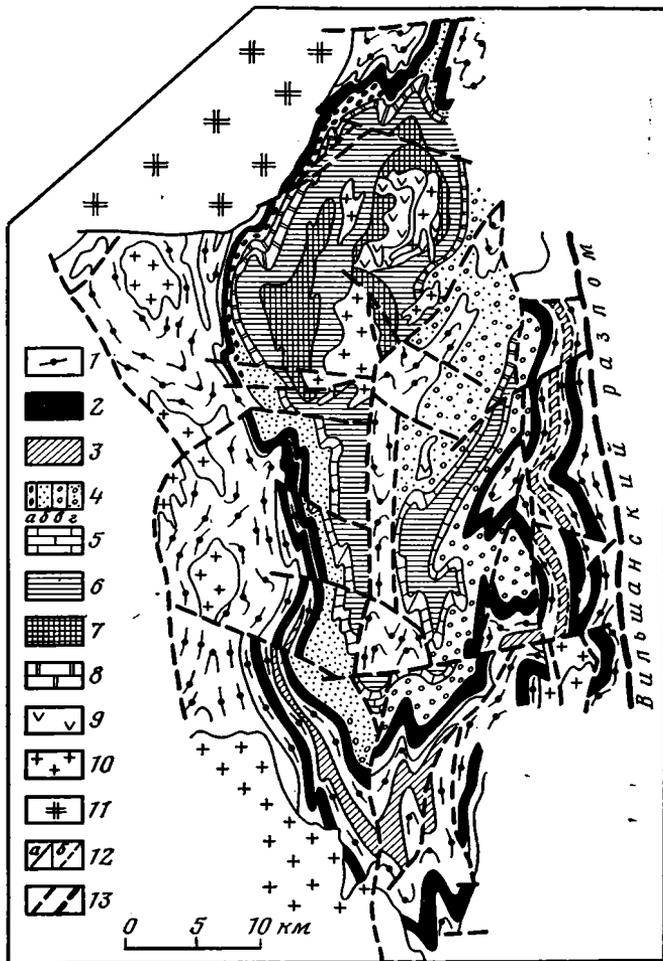
**ВУЛКАНИЗМ И ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЕ В НИЖНЕМ
ПРОТЕРОЗОЕ ВОЛЫНСКОГО ГЕОБЛОКА
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ)***КОЛИЙ В. Д.*

Рассмотрены особенности состава и строения коматит-толеитовых и железисто-кремнистых ассоциаций тетеревской серии, их формационная принадлежность, положение в структуре формационного ряда, палеогеографические и тектонические условия их образования и формы связи, свидетельствующие о генетической взаимообусловленности коматитов и железистых пород.

Нижнепротерозойские образования Волынского геоблока, выделяемые в составе тетеревской серии, пользуются широким распространением, но, пожалуй, наиболее детально изучены в юго-восточной части блока, известной в литературе под названием Радомышльского прогиба [5].

Уже на первых этапах его изучения стало очевидным, что помимо доминирующих метаосадочных пород в разрезе серии принимают участие метаморфические производные первично магматогенных образований (ортоамфиболиты), хотя их природа, роль, стратиграфическое положение и формационная принадлежность разными исследователями трактовались по-разному. По сути аналогичный круг неясных и не в меньшей степени спорных вопросов возникает также в связи с железистыми породами, установленными П. И. Слынько, Б. В. Георгиным и др. в юго-восточной части Волынского блока — Кочеровском синклинии. К настоящему времени накоплен большой фактический материал, анализ которого позволяет выяснить не только особенности геологического положения, формационной принадлежности, палеотектонического режима формирования вулканитов и железистых пород, но и свидетельствовать о тесно (генетической) связи железонакпления и коматит-толеитового вулканизма [3] в ходе образования тетеревской серии. Эти факты имеют определенный теоретический интерес, поскольку, как известно, развитие представлений о коматит-толеитовом вулканизме и железисто-кремнистых проявлениях вулканогенно-осадочного генезиса в нижнем докембрии базировалось в основном на исследовании зеленокаменных поясов. Очевидно, по этой причине на ранних этапах изучения коматитов сложилось мнение о весьма узком временном и геотектоническом диапазоне их формирования, а вулканогенно-осадочные железисто-кремнистые образования большинством исследователей объединялись в составе кивитинского (верховцевского) формационного типа, свойственного структурам эвгеосинклинального профиля [1, 8]. Полученные же данные о строении тетеревской серии, относящейся к типу метакarbonатно-терригенных комплексов нижнего протерозоя и формационно сходной с миогеосинклинальными комплексами фанерозоя [5], расширяют сведения о геотектоническом ареале проявления коматит-толеитовых ассоциаций и железисто-кремнистых образований и являются фактической основой сравнительного анализа — выяснения общих и индивидуальных особенностей проявлений соответствующих вулканизма и железонакпления в складчатых областях различной геотектонической природы.

Впервые характеризуемые образования были обнаружены И. И. Шоцким, который высказал предположение об интрузивной природе ортоамфиболитов, располагающихся в зоне контакта городской и кочеровской свит в пределах так называемой Виленской зоны смятия. Позднее эти же амфиболиты под названием «актинолитовые и актинолит-тремолитовые сланцы» интерпретировались как метаморфические производные первично вулканогенных пород и выделялись в качестве второстепенных членов аспидной формации [5], соответствующей в первом приближении городской свите в понимании И. И. Шоцкого. Однако детальное изучение состава и строения толщи, сложенной ортоамфиболитами, приводит к необходимости выделения ее в виде самостоятельной кум-



Фиг. 1. Формационная карта Кочеровского синклиория

1 — слюдисто-сланцевая (метаалевро-псаммитовая) формация; 2 — куммингтонит-роговообманково-амфиболитовая (метакоматит-толентовая) формация; 3 — аллофильная породная ассоциация слюдисто-сланцевой формации: биотитовые, амфиболовые, диопсидовые сланцы, кальцифилы, мраморы; 4 — трансгрессивный ряд подформаций ряда мраморо-сланцевой (метакарбонатно-псаммитовой) формации с базальной биотит-роговообманково-сланцевой подформацией, включающей: а — «конгломератовую», б — «переходную», в — «железородную» фации, г — породы неустановленной фациальной принадлежности; 5 — мраморо-сланцевая формация; 6—8 — подформации регрессивного ряда мраморо-сланцевой формации: 6 — биотит-сланцево-кальцифировая, роговообманково-диопсидово-сланцево-кальцифировая, роговообманково-диопсидово-сланцевая; 7 — биотит-роговообманково-сланцевая; 8 — доломитовая; 9 — метаморфизованная габбро-диабазовая формация; 10 — гранитоидные формации; 11 — анортозитовая формация и формация рапакиви (коростенский комплекс); 12 — границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 13 — разломы

Амфиболиты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Базальтовые коматииты	47,76	0,71	11,95	2,07	10,24
	47,21—48,46	0,58—0,84	10,92—13,41	1,68—2,48	9,86—10,99
Толентовые базальты	48,83	1,40	13,61	2,44	11,41
	46,80—50,3	1,33—1,75	12,90—13,99	1,56—3,11	10,95—11,72

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — интервал колебаний. Химические анали

мингтонит-роговообманково-амфиболитовой (метакоматиит-толеитовой) формации [2]. Об этом свидетельствует своеобразный и экзотический для тетеревской серии породный парагенезис толщи: голомеланократовые и меланократовые роговообманковые и куммингтонитовые амфиболиты и закономерный характер ее внутренней структуры, отраженный в однотипном взаиморасположении этих пород и их многократном повторении в разрезе. Амфиболиты играют роль патрических членов формации. Их количественные соотношения в силу фациальных взаимопереходов варьируют, хотя в целом преобладают меланократовые роговообманковые разновидности. Помимо амфиболитов в строении формации участвуют разнообразные слюдистые, глиноземистые, графитсодержащие и диопсид-кальцитовые сланцы. Количественно эти породы подчинены основным членам, в разрезе появляются спорадически и не имеют определенной позиции в структуре формации. По этой причине они выделяются в составе аллофильных членов. Аллофильные члены встречаются либо в виде монопородных маломощных слоев и линз (от первых миллиметров до 1—5 дм), либо пачек переслаивания мощностью от десятков сантиметров до первых метров.

Эта структурная особенность формации (наличие прослоев и линз метаморфизованных осадочных пород) и петрохимический состав амфиболитов использовались для обоснования их вулканического происхождения [5]. Об этом же свидетельствуют изредка наблюдаемые бластофитовые, бластопорфирные, а иногда и напоминающие «бластоспинифекс» структуры амфиболитов, очень высокая выдержанность формации по простиранию при сравнительно небольшой мощности (не более первых сотен метров), согласные соотношения с породами смежных формаций и ее положение в структуре формационного ряда тетеревской серии.

Ранее при характеристике последнего [4] отмечалось, что ортоамфиболиты слагают одно резко индивидуализированное геологическое тело (формацию), располагающееся в контактовой зоне слюдисто-сланцевой (метаалевро-псаммитовой) и мраморо-сланцевой (метакарбонатно-псаммитовой) формации¹. Это представление, вытекающее из анализа соотношений формаций в западной части Кочеровского синклиория, требует дополнения новыми сведениями, полученными в ходе составления формационной карты Кочеровского синклиория. Как видно на карте (фиг. 1), в разрезе тетеревской серии куммингтонит-роговообманково-амфиболитовая формация при сохранении основных особенностей состава и строения повторяется дважды. Причем, если нижняя амфиболитовая формация прослеживается по всей периферии Кочеровского синклиория, то верхняя — лишь в его юго-восточной части. Причина этого явления, как и обусловивший его палеотектонический режим накопления осадочных и вулканогенных формаций, выясняется при изучении фаций и мощностей. Результаты этого изучения сводятся к следующему:

1. Образование вулканогенных формаций сопряжено со стадией существенных изменений в тектоническом режиме осадконакопления, оз-

¹ Слюдисто-сланцевая формация примерно соответствует аспидной формации [5] или городской свите [9], мраморо-сланцевая — известняковой [5] или кочеровской свите [9].

роговообманково-амфиболитовой формации

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Число анализов
<u>0,22</u>	<u>11,69</u>	<u>10,82</u>	<u>0,32</u>	<u>1,41</u>		3
0,22—0,23	0,76—12,81	8,47—15,4	0,19—0,56	1,17—1,66	0,08	
<u>0,21</u>	<u>9,73</u>	<u>6,65</u>	<u>0,21</u>	<u>2,25</u>	<u>0,11</u>	7
0,15—0,22	8,74—11,53	6,12—8,0	0,14—0,27	1,49—3,0	0,09—0,14	

ы выполнены в химической лаборатории Правобережной экспедиции ПГО «Севургеология».

наменованной в целом сменой слюдисто-сланцевой (метаалевро-псаммитовой) формации мраморо-сланцевой (метакарбонатно-псаммитовой).

2. Вулканическая деятельность имела характер интенсивных, но кратковременных, по-видимому, подводных излияний, контролировавшихся Вильшанской зоной глубинного разлома (см. фиг. 1).

3. Становление вулканогенных формаций осуществлялось в обстановке тектонически дифференцированной области седиментации в эпохи завершения тектоно-седиментационных циклов при смене регрессивного режима осадконакопления трансгрессивным.

4. После формирования нижней вулканогенной формации тектоническая дифференцированность бассейна седиментации проявляется особенно ярко. С этого момента его северо-западная часть испытывает устойчивое воздымание и превращается в подняtie, выведенное из-под уровня моря. В это время в юго-восточной части бассейна продолжается накопление осадков метаалевро-псаммитовой (слюдисто-сланцевой) формации, образующих трансгрессивно-регрессивный ритм. Вслед за этим проявляется второй цикл вулканической деятельности, обусловивший развитие верхней вулканогенной формации. Площадь распространения ее не выходит за границы бассейна седиментации и определяется сформировавшимся к этому времени палеорельефом.

5. С образованием верхней вулканогенной формации осуществляется новая трансгрессия, охватывающая и выведенную ранее из-под уровня моря северо-западную часть района и приводящая к накоплению осадков трансгрессивного ритма метакарбонатно-псаммитовой (мраморо-сланцевой) формации.

Таким образом, в ходе формирования тетеревской серии вулканизм выступает неотъемлемым и закономерным процессом, приводящим к образованию самостоятельных вулканогенных формаций. Он осуществляется в условиях повышенной тектонической активности и дифференцированности бассейна седиментации при сравнительно неустойчивом режиме осадконакопления, не проявляющемся ни до, ни после образования вулканогенных формаций.

Состав исходных пород этих формаций, судя по данным химических анализов (таблица), соответствует толеитовым базальтам (преобладающим в разрезе) и базальтовым коматитам, а распределение их фигуративных точек на диаграмме Осборна — толеитовому типу дифференциации родоначальной магмы [2].

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕТЕРЕВСКОЙ СЕРИИ

Железорудные породы представлены массивными и полосчатыми железистыми кварцитами и обособленными существенно титаномагнетитовыми прослоями и линзами (мощностью не более первых десятков сантиметров), являющимися аллофильными членами мраморо-сланцевой (метакарбонатно-псаммитовой) формации. В распределении этих пород обнаруживаются ясные признаки стратификации: они приурочены к приконтактной зоне коматит-толеитовой и метакарбонатно-псаммитовой формации и, концентрируясь в теле последней, не выходит за

пределы ее нижней биотит-роговообманково-сланцевой (рудоносной) подформации. Вмещающие их биотитовые и роговообманковые (иногда с биотитом) сланцы играют роль основных членов метакарбонатно-псаммитовой формации и являются модальными типами пород рудоносной формации. Подчиненное значение в строении подформации принадлежит диопсид-плагноклазовым сланцам, количество которых закономерно возрастает к верхам разреза; в единичных случаях отмечаются прослой кальцифиров и мраморов.

В разрезе метакарбонатно-псаммитовой формации рудоносная биотит-роговообманково-сланцевая подформация играет роль базальной, начинающей крупный трансгрессивный цикл подформаций, имеющий следующее строение: рудоносная биотит-роговообманково-сланцевая → роговообманково-диопсидово-сланцевая → роговообманково-диопсидово-сланцево-кальцифировая → биотит-сланцево-кальцифировая → мраморо-кальцифировая.

Фациальный профиль рудоносной подформации неоднороден. По литолого-петрографическим особенностям различаются три фациальных комплекса (или фации) со следующими условными названиями: «конгломератовая», «переходная», «железородная» фации. Для «конгломератовой» фации, располагающейся в северо-западной части Кочеровского синклиория² (см. фиг. 1), характерно наличие разнородной гальки, в составе которой преобладают гранитоиды плагiorяда [7]. По облику «конгломератовая» фация представляет собой толщу тонкого ритмичного чередования биотитовых и роговообманковых (иногда с биотитом) сланцев, неравномерно насыщенную разреженными включениями гальки. Количество последней уменьшается в южном направлении, в сторону «переходной» фации, в объеме которой она вовсе отсутствует. Ритмично переслаивающиеся биотитовые и роговообманковые сланцы «переходной» фации слагают южную центриклинальную часть Кочеровского синклиория (см. фиг. 1). В строении его восточного крыла участвуют образования «железородной» фации, своеобразие которой, как это следует из названия, состоит в наличии железистых пород. В непосредственной связи с ними находится и другая индивидуальная особенность этой фации: вмещающие железистые породы биотитовые и роговообманковые сланцы содержат рассеянную вкрапленность титаномагнетита, количество которого достигает нередко 32—56 кг/т (по данным П. И. Слынько, Б. В. Георигина).

Таким образом, для железородной фации характерны минеральная («рассеянная») и породная («концентрированная») формы фиксации рудного железа. Следует отметить, что доля связанного в метаморфических сланцах рудного Fe существенно превосходит таковую в собственных железистых породах, поскольку количество последних не превышает нескольких процентов от общего объема фации, а рассеянная вкрапленность титаномагнетита проявлена в ее пределах практически повсеместно.

Наибольшие концентрации титаномагнетита свойственны, как правило, биотитовым сланцам, что свидетельствует о литологическом контроле его накопления. В пределах пластов метаморфических пород титаномагнетит распределен сравнительно равномерно, хотя в ряде случаев отмечается тенденция к обогащению им участков полосовидной и линзовидной формы. Такие полосы и линзочки, нередко наблюдаемые в шлифах, согласны плоскостям напластования. Основная ткань содержащих титаномагнетит биотитовых и роговообманковых (иногда с биотитом) сланцев «железородной» фации по составу и структуре аналогична основной ткани в одноименных породах «конгломератовой» и «переходной» фации. Это обстоятельство совместно с данными о равновесном соотношении титаномагнетита и иных породообразующих минералов сланцев, стратиформном характере и литологическом контроле в

² Местоположение «конгломератовой» фации контролировалось областью предшествовавшего ее накоплению поднятия, речь о котором шла выше, при характеристике обстановки формирования вулканогенных формаций.

распределении железорудных компонентов (пород и минералов) исключает представление о метасоматическом происхождении последних и свидетельствует о сингенетичности железа и первично кластогенных пород рудовмещающей подформации. С другой стороны, близость структурно-вещественных признаков биотитовых и роговообманковых сланцев разных фаций, являющихся их модальными породными типами, подчеркивает слабую дифференцированность первичного осадочного материала и сравнительно слабую палеогеографическую расчлененность бассейна седиментации. В то же время местоположение «железородной» фации на фациальном профиле рудоносной подформации свидетельствует о накоплении Fe в области, значительно удаленной от прибрежной зоны, контролировавшей распространение образований «конгломератовой» фации. На несколько большую глубокководность «железородной» фации указывают и некоторые косвенные признаки. В частности, спорадическая встречаемость в биотитовых сланцах упомянутой фации кордиерита (изредка до 10—15%), несвойственного аналогичным породам иных фаций. Появление этого глиноземистого минерала сопряжено, вероятно всего, с повышенным содержанием глинистой составляющей в первичных осадках. Нельзя не обратить внимания и на закономерный характер повышения мощности от «конгломератовой» (50—100 м) к железородной фации (500 м и более). Очевидно, что сам по себе этот факт не отражает глубины захоронения осадков, а свидетельствует лишь о том, что область формирования первичных образований «железородной» фации является областью преимущественного осадконакопления (прогибания). Однако в сочетании с данными об отсутствии внутриформационных перерывов и размывов и слабой дифференцированности осадочного материала рудоносной подформации подобный характер изменения мощности приводит к заключению не только об относительно большей глубинности железородной фации, но и компенсационном типе осадконакопления. Об этом свидетельствует и корреляционная связь изменения общей мощности «полярных» фаций и слагающих их элементарных монопородных слоев. Так, при общей мощности «конгломератовой» фации 60—100 м, а «железородной» — 500 м и более, мощности монопородных слоев соответственно меняются от первых миллиметров до нескольких сантиметров и от нескольких сантиметров до первых метров.

Таким образом, железнакопление следовало за образованием коматит-толеитовой формации и было связано с начальной стадией трансгрессивного цикла развития карбонатно-псаммитовой формации. Оно осуществлялось в удаленной от береговой линии части сравнительно слабо дифференцированного (палеогеографически) бассейна седиментации, испытывавшей наиболее интенсивное и устойчивое прогибание.

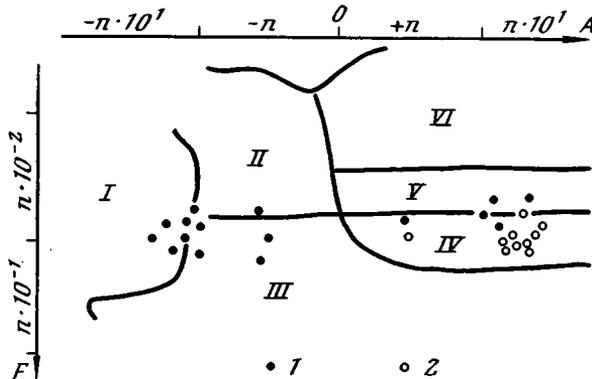
Отмеченные особенности строения рудоносной подформации позволяют установить лишь историческую связь (сингенетичность) железородных компонентов и вмещающих образований и наметить некоторые черты палеогеографической и тектонической обстановки их формирования. В то же время при рассмотрении формационного ряда тетеревской серии в целом устанавливаются многочисленные признаки связи железнакопления и вулканизма, позволяющие подойти к решению вопросов о природе и источнике рудного вещества. Связь эта имеет различные формы проявления, на характеристике которых следует остановиться.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ СВЯЗИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

1. На формационной карте (см. фиг. 1) можно видеть, что собственно железистые породы, как и обогащенные титаномагнетитом метаморфические сланцы «железородной» фации, имеют локальное распространение и концентрируются вдоль восточного крыла Кочеровского син.

клинория в непосредственной близости от зоны Вильшанского глубинного разлома. Пространственная связь области распространения железорудных компонентов с Вильшанским разломом, контролировавшим вулканическую деятельность, не случайна и, как будет показано ниже, является частным случаем проявления более глубокой и общей связи железонакпления и вулканизма.

2. В числе геологических свидетельств этой связи помимо отмечавшейся ранее приуроченности железорудных компонентов к контактовой зоне метакоматиит-толеитовой и метакарбонатно-псаммитовой формаций следует обратить внимание на особенности их распространения (в разрезе и по латерали) в рудовмещающей формации. К сожалению, мы не располагаем материалом, необходимым для оценки количественных изменений содержаний железорудных компонентов, однако на ка-



Фиг. 2. Составы амфиболовых и биотитовых сланцев мраморо-сланцевой формации в секторе AF -диаграммы А. А. Предовского [6]

Поля: I — магматических пород, II — туффитов с кислым и средним материалом, III — туффитов с основным и ультраосновным материалом, IV — граувакк, V — полимиктов, VI — кварцитов и аркозов; фигуративные точки: 1 — амфиболовых сланцев, 2 — биотитовых сланцев

чественном уровне в распределении последних устанавливаются ясно выраженные закономерности и корреляционные связи с мощностью метакоматиит-толеитовой формации, состоящие в понижении содержания железорудных компонентов в направлении уменьшения мощности метакоматиит-толеитовой формации (с запада на восток) при одновременном понижении стратиграфического уровня их проявления (см. фиг. 1) и снижении концентрации этих компонентов с удалением (вверх по разрезу) от контакта с метакоматиит-толеитовой формацией.

3. Результаты петрохимического изучения рудовмещающих биотитовых и роговообманковых сланцев (фиг. 2) свидетельствуют о влиянии на их состав ювенильного источника, поскольку в этой группе образований различаются не только собственно терригенные породы, но и разновидности, в той или иной мере обогащенные туфогенным материалом³. Очевидно, что поступление последнего в бассейн седиментации связано с предшествующим накоплению рудоносной толщи процессом образования коматиит-толеитовой формации, поскольку синхронные железонакплению и формированию рудовмещающих пород проявления эффузивного магматизма отсутствуют⁴.

4. Указывая на связь железонакпления с вулканизмом, следует отметить некоторые особенности петрохимического состава вулканитов, состоящие в том, что в сравнении с толеитовыми базальтами, ассоции-

³ Точки составов, располагающиеся в поле магматических пород, характеризуют диафторированные разновидности анализированных образцов.

⁴ Подчеркнем, что ранее И. И. Шоцким высказывалось мнение об участии в строении кочеровской свиты (карбонатно-псаммитовой формации) первично эффузивных пород. Это заключение, однако, находится в противоречии с фактическим материалом, свидетельствующим о постоянном наличии в предполагаемых вулканитах реликтов клас-тогенных структур.

рующие с ними базальтовые коматииты характеризуются пониженным содержанием суммарного железа, титана и кремнезема (см. таблицу), т. е. именно тех компонентов, избыток которых определяет специфику состава железистых и рудовмещающих пород.

Таким образом, несмотря на видимый временной разрыв формирования вулканогенных и железорудных образований тетеревской серии, имеющиеся данные свидетельствуют об их тесной генетической связи, единстве и взаимообусловленности. Представление о ювенильном источнике Fe подтверждает также ряд фактов, толкование которых в рамках альтернативной («осадочной») гипотезы сталкивается с непреодолимыми, на наш взгляд, затруднениями, в частности: а) особенности петрохимического состава рудовмещающих образований (см. фиг. 2) подчеркивают предельно низкую зрелость первичного осадочного материала и, следовательно, низкий уровень выветривания материнских пород в области питания, что не может способствовать мобилизации Fe; б) труднообъясним парагенез Fe и Ti в области, значительно удаленной от береговой линии, поскольку, как известно, миграционные способности Ti в экзогенных условиях крайне ограничены.

Связь железнакопления с коматиит-толеитовым вулканизмом, устанавливаемая при изучении тетеревской серии, в значительно более яркой форме проявляется в нижнедокембрийских зеленокаменных поясах, изучение которых и привело к выделению специфических железорудных (джеспилитовых) формаций вулканогенно-осадочного типа. Устойчивость этой связи в столь различных формационных комплексах, к числу которых на Украинском щите относятся тетеревская и конкско-верховцевская серии, свидетельствует не только о закономерном, но и универсальном ее характере, в известной степени независимом от геотектонического режима формирования рудовмещающих комплексов. Причина этого явления, равно как и особенности проявления вулканизма и железнакопления в ходе формирования рудовмещающих комплексов, проясняются при их сравнительном анализе и представляют предмет самостоятельного исследования, выходя за рамки преследуемых в настоящем сообщении целей. Однако в той мере, в какой результаты этого исследования относятся к пониманию природы обсуждаемой связи железнакопления с коматиит-толеитовым вулканизмом, необходимо подчеркнуть: с переходом от одного формационного комплекса к другому синхронно изменяются определенные формы вулканизма и железнакопления (степень контрастности состава коматиитовой составляющей в ряду: перидотитовый — пироксенитовый — базальтовый коматииты, преобладающий тип концентрации железа в ряду: минеральный — породный — формационный, количественные соотношения коматиитов и толеитовых базальтов, а также продуктов вулканизма и железнакопления и др.). Именно синхронность изменения этих форм свидетельствует об их корреляционных связях и приводит к очень важному выводу: объем железнакопления определяется интенсивностью и контрастностью (степенью дифференцированности состава продуктов) коматиит-толеитового вулканизма. Этот вывод в сочетании с отмечавшейся выше особенностью соотношения петрохимических составов элементов системы коматииты — толеитовые базальты — железистые породы (по отношению к ассоциирующим толеитовым базальтам коматииты обеднены суммарным железом и кремнеземом, определяющими петрохимическую специфику железисто-кремнистых пород) позволяет говорить о формировании коматиитов и железисто-кремнистых образований вследствие дифференциации родоначальной толеит-базальтовой магмы на коматиитовую, обедненную железом и кремнеземом, и обогащенную этими компонентами, флюидную составляющую. Представляется, что именно в этой генетической взаимообусловленности коматиитов и железисто-кремнистых образований находит объяснение, с одной стороны, специфическая особенность распространения вулканогенно-осадочных джеспилитовых формаций — их специфичность для зеленокаменных поясов и, с другой — огромные запасы связанного с ни-

ми Fe. И действительно, именно зеленокаменные пояса представляют собой арену гигантского по масштабам и уникального по контрастности проявления коматинит-толеитового вулканизма, не повторявшегося в таких формах ни в какую иную эпоху геологической истории развития земной коры и ни в каких иных геотектонических типах структур. В этом отношении тетеревская серия представляет собой пример очень вялого и редуцированного развития этих процессов.

Литература

1. *Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Веригин М. И. и др.* Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981. 230 с.
2. *Колий В. Д.* Куммингтонит-роговообманково-амфиболитовая формация тетеревской серии.— В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наук. думка, 1981, с. 51—52.
3. *Колий В. Д.* Коматиниты и железонакопление в нижнем протерозое Волинского геоблока.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии (тез. докл.). Киев: ИГФМ АН УССР, с. 7—8.
4. *Колий В. Д., Забияка Л. И.* К стратиграфии тетеревской серии (Волинский блок Украинского щита).— Геол. ж., 1982, № 3, с. 103—108.
5. *Лазько Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Вища школа, 1975. 240 с.
6. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Геол. ин-т КФ АН СССР, 1970, 115 с.
7. *Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н., Казаков Л. Р.* Валунно-галечный материал в тетеревских гнейсах (Украинский щит).— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3, с. 609—612.
8. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
9. *Шоцкий И. И.* Новые данные по стратиграфии и литологии тетеревобугской серии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, с. 102—106.
10. *Шоцкий И. И., Рябенко В. А.* Про геологічну структуру кристалічного фундаменту р. Тетерева.— Докл. АН УССР, 1963, № 5, сер. Б., с. 408—412.

Львовский госуниверситет

Поступила в редакцию
18.1.1983

УДК 553.97 : 551.762(479)

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ НА ТКИБУЛИ-ШАОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

БАЛАНЧИВАДЗЕ С. Г.

На основании детального литолого-фациального анализа юрской угленосной формации Ткибули-Шаорского каменноугольного месторождения приведены палеогеографические реконструкции времени основного (батского) этапа торфонакопления, дана критическая оценка ранее выполненных палеогеографических построений в этом районе.

Основным типом палеоландшафта, где происходило формирование торфяников, была приустьевая зона заболачивавшейся аллювиально-озерной приморской дельтовой равнины, которая открывалась к северу, в сторону акватории юрского Кавказского морского бассейна.

Вопросами палеогеографии и литологии батских отложений в Западной Грузии и непосредственно на Ткибули-Шаорском месторождении занимались в разное время А. И. Джанелидзе [3], И. Р. Кахадзе [6], Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе [5], И. В. Бакрадзе [2], Д. Ю. Папава [7].

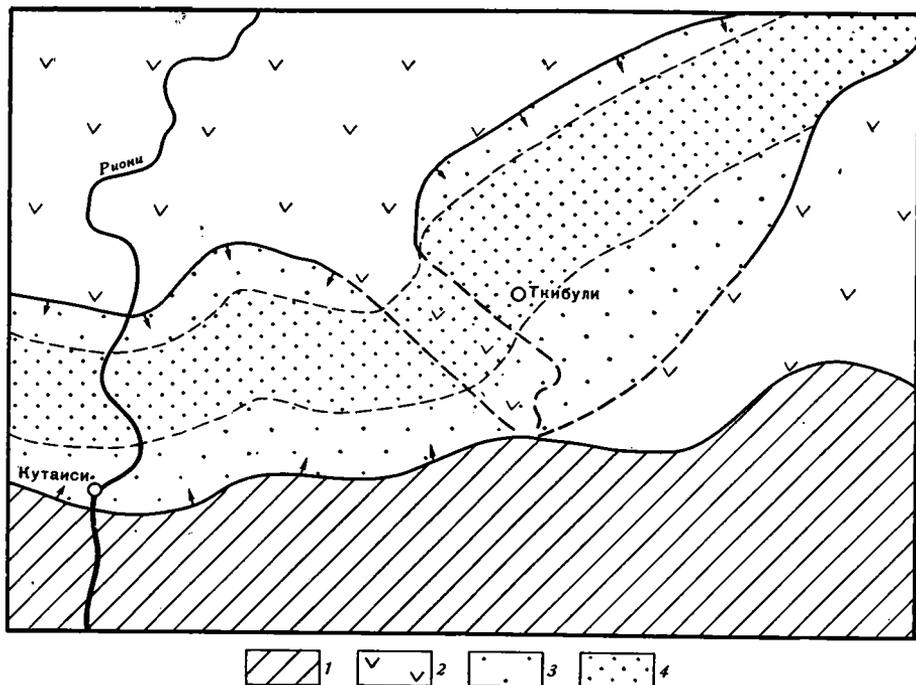
Угленосные отложения бата, залегающие на вулканогенном байосе, четко делятся на три части: нижние листоватые сланцы и песчаники, собственно угленосные отложения и перекрывающие их грубозернистые песчаники.

А. И. Джанелидзе [3] показал регрессивный характер перехода от свиты листоватых сланцев к угленосной свите. По его мнению глинистые образования свиты листоватых сланцев вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми песчаниками, последние — крупнозернистыми кварцевыми песчаниками и микроконгломератами и, наконец, появляется гранитная галька. Косая слоистость в верхах угольной толщи также свидетельствует об обмелении бассейна. О том же говорит тот факт, что типичная морская фауна верхнего байоса (порфиритовая свита) сменяется лагунной фауной в низах сланцевой свиты, а выше уже происходит торфонакопление.

И. Р. Кахадзе [6] детально проанализировал палеообстановку в юрском периоде на территории всей Грузии. Он отмечал, что регрессия, начавшаяся в конце байоса, достигла максимума в бате. Море покинуло Грузинскую глыбу и отступило в смежные геосинклинали. На северной периферии глыбы в ее западной части от моря отшнуровались полужамкнутые бассейны, в которых происходило отложение пресноводных фаций, содержащих в верхах разреза угольные пласты.

И. Р. Кахадзе [6] отмечал также, что среднеюрская регрессия явно связана со складкообразованием, происходившем в основном в бате. Не удивительно поэтому, что в геосинклинали южного склона появилась суша как результат воздымания складок со дна моря. На это указывает обилие кварца и крупнозернистого аркозового материала в углистых отложениях Гелати и Ткибули, доказывающие близость суши.

Большой вклад в изучение палеогеографии и литологии юрских отложений Грузии внесли Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе [4, 5], которые детально описали петрографию угленосных и подстилающих их отложений, определили направления сноса терригенного материала и составили палеогеографические карты-схемы среднеюрских отложений (фиг. 1). Эти исследователи считают, что существующее распределение аркозового и грауваккового материала можно объяснить тем, что



Фиг. 1. Палеогеографическая схема Окрибы в эпоху отложения осадков угленосной свиты (по Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе [5])
 1 — суша; 2 — молодые поднятия; 3 — речные (пойменные, русловые, дельтовые) фации; 4 — озерные фации

в начале батской орофазы стала сминаться в складки байосская порфириновая свита. Рост антиклинальных поднятий привел к образованию в промежутках между ними депрессий, которые имели характер лагун. Испытывая постепенное опреснение, они постепенно заполнялись терригенным материалом.

Д. Ю. Папава [7] проследила контакт между отложениями байоса и келловая в районе с. Цеси и далее к востоку и установила трансгрессивное залегание келловейских отложений на породах верхнего лейаса западнее сел. Шардомети, Чорди и в окрестностях р. Квирила. На основании этого Ю. Д. Папава пришла к выводу о том, что Окрибская батская лагуна со стороны верхней Рачи не имела связи с геосинклинальным бассейном, а Сордское поднятие в батском веке подвергалось интенсивному размыву.

По результатам поисковой и предварительной разведки Ткибули-Шаорского месторождения И. В. Бакрадзе [2] рассмотрел вопросы генезиса осадконакопления и цикличности отложений угленосной свиты и детализировал палеогеографическую схему Г. С. Дзоценидзе [5]. Автор пришел к выводу о том, что в начале бата море окончательно покинуло территорию Ткибули-Шаорской депрессии и образовался замкнутый пресноводный бассейн озерного типа, а с окончанием седиментации нижних песчаников занятая озером межгорная депрессия превратилась в заболоченную равнину.

Изучением закономерности циклического строения пласта «Толстого» (угольной толщи) на Ткибули-Шаорском месторождении занималась Л. И. Боголюбова [1], которая установила общие закономерности строения пласта в целом на площади месторождения и по сочетанию различных типов углей и пород выделила пять типов циклов, из которых первые два сложены породами и углем, третий — только породами; четвертый и пятый — только углем. Циклы изменяют свое строение на коротких расстояниях и переходят друг в друга. Выявленные особенности строения пласта «Толстого» позволили Л. И. Боголюбовой в общих чертах определить условия его образования. По ее мнению, область

торфонакопления при формировании нижней половины пласта представляла собой приустьевую аллювиальную равнину, расчлененную многочисленными речными потоками.

А. Н. Ничуговский, рассматривая вопросы прогнозирования угольных месторождений в западной части Грузии (устное сообщение), уточнил схематическую палеогеографическую карту Западной Грузии для батского времени, сделанную В. В. Панцулая для района распространения фаций лагунно-озерно-болотных отложений.

По мнению А. Н. Ничуговского, в результате батской орофазы большая часть территории Грузии превратилась в сушу. Относительно глубокое море сохранилось только в северо-восточной части. На периферических частях Грузинской глыбы образовались заливы, опресненные лагуны и озера с пресноводной фауной, бурно развивавшаяся растительность в условиях теплого и влажного климата способствовала накоплению торфяников. Автором высказано мнение о том, что мощность и характер накопления торфяносных осадков в погребенных депрессиях связаны с расположением этих депрессий по отношению к Грузинской глыбе. Так, Гелатское, Маганское и Бзыбское месторождения, непосредственно примыкая с севера к глыбе и находясь тем самым в относительно слабомобильной зоне, характеризуются небольшой мощностью продуктивной свиты и невысокой угленосностью. В отличие от Гелатского Ткибули-Шаорское месторождение формировалось относительно дальше от Грузинской глыбы, и поэтому дно депрессии испытывало погружение, что способствовало накоплению в ней мощной угленосной свиты с угольными пластами.

Из вышеизложенного видно, что разные исследователи пришли к крайне противоречивым результатам в вопросе о палеогеографической обстановке в период формирования угленосной свиты месторождений Западной Грузии.

В основу приводимых ниже палеогеографических построений, во многом отличающихся от изложенных, положены результаты детальной разведки Шаорской площади и Западного участка Ткибули-Шаорского месторождения и литолого-фациальный анализ отложений угленосной свиты по методике, предложенной П. П. Тимофеевым [8, 9].

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЯ УГЛЕНОСНОЙ СВИТЫ

Метод литолого-фациального анализа основывается на изучении первичных генетических признаков пород (структуры, текстуры и т. д.), выделении генетических типов и фаций, установлении их взаимоотношения в разрезе.

Под фацией мы будем понимать комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, а также осадок, накопившийся в этих условиях и характеризующийся определенным набором генетических признаков. Каждая фация представлена одним или несколькими генетическими типами осадка. Такой тип в свою очередь представлен в разрезах одним или несколькими литологическими типами пород с конкретным набором генетических признаков [8, 9].

На рассматриваемой территории угленосная свита представляет собой сложный полифациальный комплекс, состоящий из аллювиальных, озерных, болотных и лагунных (морских) фаций (фиг. 2 см. вклейку).

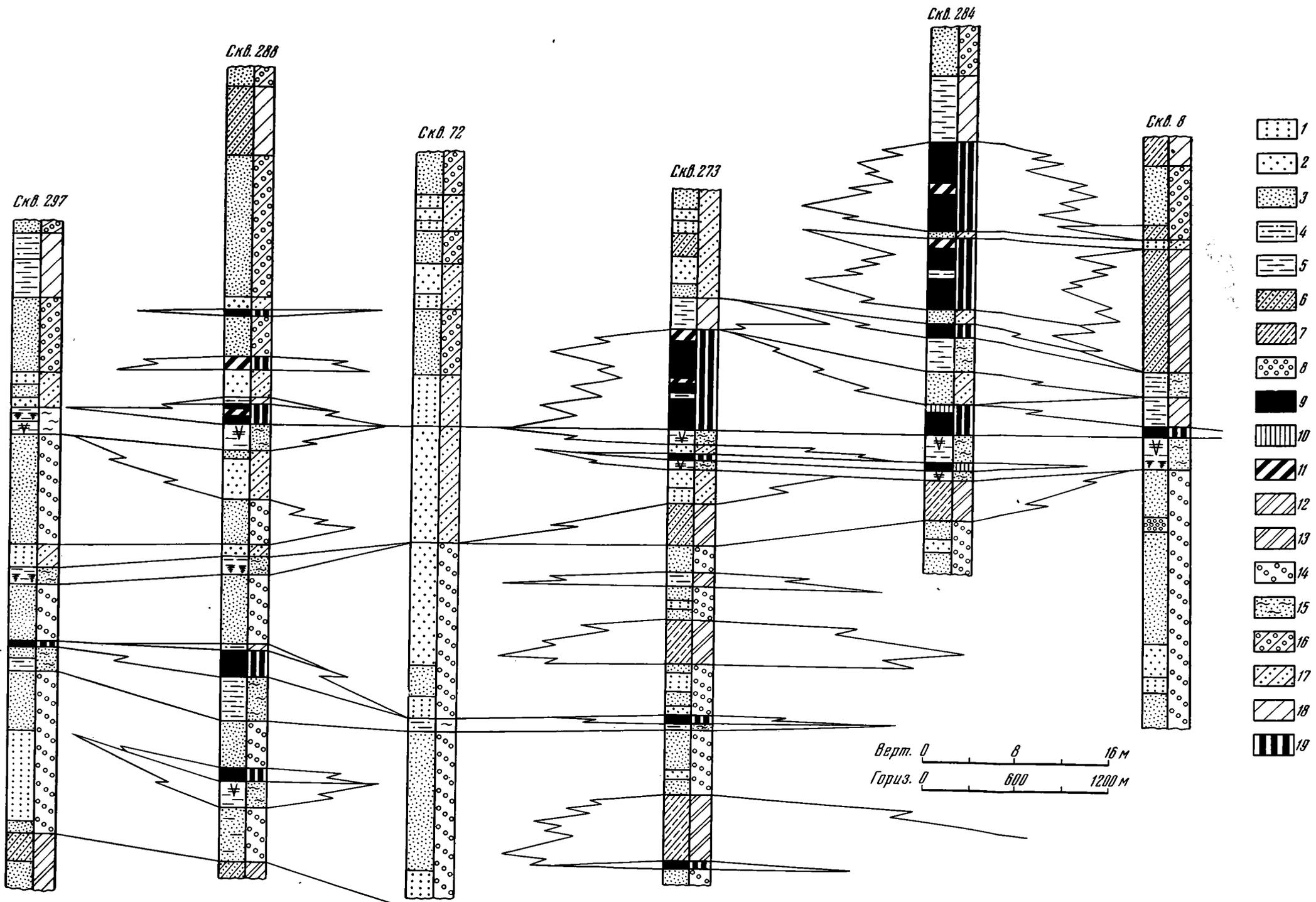
Аллювиальные фации представлены рядом фаций низменных равнин.

1. Фация песчаных осадков относительно крупных русел приустьевых частей рек представлена двумя генетическими типами: мелко- и среднезернистыми песчаниками, и крупнозернистыми алевритами от серого до светло-серого цвета, хорошо сортированными, однородными (таблица). Слоистость в обоих типах выражена очень слабо, в основном это мелкая косая и мелкая косая штриховатая, прерывистая, но чаще эти отложения неслоистые. Слоистость подчеркнута послойным скоплением в основном растительных остатков и глинистых частиц.

Литолого-фациальная характеристика отложений

Генетический тип	Фация	Ландшафт
<p>Песчаники мелко- и среднезернистые с мелкой косой штриховатой, прерывистой слоистостью, чаще неслоистые, с тонким углистым детритом и линзочками витрена Алевролит крупнозернистый, хорошо сортированный, неслоистый или с мелкой косой прерывистой слоистостью, с тонким углистым детритом</p>	<p>Песчаных осадков относительно крупных русел приустьевых частей рек</p>	<p align="center">Речной долины относительно крупных дельт</p>
<p>Песчаники крупно- и среднезернистые, иногда гравелиты мелкозернистые с крупной и мелкой косой однонаправленной слоистостью, ритмической сортировкой материала, с крупным углистым детритом, линзами витрена, обломками углистых пород</p>	<p>Песчаных осадков русел малых рек и протоков относительно крупных рек</p>	
<p>Песчаники мелкозернистые, иногда прослой алевролитов, с мелкой косой, косоволнистой, штриховатой слоистостью, с послойным скоплением углистого детрита, хорошо сортированные, содержат многочисленные растительные остатки Алевролиты крупно- и мелкозернистые, часто с прослойками песчаников, с мелкой косой штриховатой, горизонтально-прерывистой слоистостью, хорошей сортировки, с обилием углистого детрита</p>	<p>Песчано-алевролитовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод</p>	
<p>Алевролиты крупно- и мелкозернистые, сильноглинистые, хорошо сортированные и однородные, слоистость неясно-горизонтальная, прерывистая, есть неслоистые разности; углистый детрит, обрывки стеблей, корни, часты конкреции сидеритов, прослой углистых аргиллитов и алевролитов Алевролиты крупно- и мелкозернистые, глинистые, комковатой текстуры с корневыми остатками, обилием углистого детрита, отпечатков растений; редкие конкреции сидеритов</p>	<p>Глинисто-алевролитовых осадков заболочивающихся озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин</p>	
<p>Алевролиты крупно- и мелкозернистые, алевроитовые аргиллиты, плохо сортированные, слоистость слабо выраженная, горизонтальная, редкий растительный детрит, обрывки стеблей и листьев Песчаник мелкозернистый, плохо сортированный, слоистость горизонтальная, плохо выражена, неравномерно распределен в породе редкий растительный детрит</p>	<p>Песчано- алевроито-глинистых осадков заливов и лагун эпиконтинентального морского бассейна</p>	<p align="center">Заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального бассейна</p>
<p>Песчаники крупно- и среднезернистые, иногда гравийные, с редкой хорошо окатанной галькой средней сортировки, неслоистые или с крупной косой косоволнистой слоистостью, растительные остатки и линзочки витрена по наслоению Алевролит мелко- и крупнозернистый, плохой сортировки с включением гравийного материала, неслоистый, с растительным детритом, линзочками витрена, встречаются тонкие прослойки песчаника</p>	<p>Алевроито-песчано-гравийных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья подводной дельты</p>	<p align="center">Открытого мелководья эпиконтинентального бассейна</p>

Меньшее значение имеет чередование слоев различного гранулометрического состава. Породы содержат значительную примесь растительного материала, представленного главным образом детритом и линзочками витрена. Мощность отложений этих генетических типов изменяется от 3—4 до 10—12 м. В отдельных разрезах отмечается уменьшение размерности обломочного материала вверх по разрезу. Осадки этой



Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль по скважинам Ткибули-Шаорского месторождения

Литологические типы пород (1—11): 1 — песчаник крупнозернистый; 2 — песчаник среднезернистый; 3 — песчаник мелкозернистый; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — чередование алевролита и мелкозернистого песчаника; 7 — чередование аргиллита и алевролита; 8 — гравелит; 9 — уголь; 10 — аргиллит углистый; 11 — липтобиолитовый уголь; фации (12—19): 12 — песчано-глинистых осадков прибрежного мелководья заливов и лагун; 13 — алевро-глинистых осадков застойного прибрежного мелководья заливов

и лагун; 14 — песчаных осадков сильно подвижного приустьевое мелководья; 15 — алевро-песчано-глинистых осадков приустьевой части поймы и паводковых вод; 16 — песчаных осадков относительно крупных русел приустьевой части рек; 17 — песчаных осадков русел малых рек и протоков относительно крупных рек; 18 — глинисто-алевритовых осадков заболачивающихся озер приустьевой части аллювиальной долины, 19 — нерасчлененные болотные фации. На колонках слева изображены литологические типы пород, справа — фации

фации парагенетически связаны с озерными, озерно-болотными и пойменными фациями.

2. Фация песчаных осадков русел малых рек и протоков относительно крупных рек. Отложения этой фации представлены генетическим типом крупно- и среднезернистых песчаников, иногда гравелитов, мелкозернистых, с крупной и мелкой косой однонаправленной слоистостью; чаще слоистость слабо выражена, но хорошо прослеживается ритмическая сортировка материала.

Породы окрашены в серый и светло-серый цвет. Отмечается большая примесь глинистого материала. Иногда встречаются обломки углистых пород. Содержание растительного материала очень высокое и представлено детритом, линзами витрена и крупными растительными остатками. Мощность отложений этого типа достигает 5 м и более, в разрезе они залегают чаще всего с размывом на отложениях других генетических типов.

3. Фации песчано-алевритовых осадков приустьевой части поймы и ее паводковых вод. Эта фация представлена двумя генетическими типами осадков: мелкозернистыми песчаниками и крупно- и мелкозернистыми алевролитами (или чередованием алевролитов и песчаников). Породы преимущественно серой окраски, хорошо сортированы, слоистость мелкая, косая, косоволнистая, штриховатая, горизонтально-прерывистая, подчеркнутая послойным скоплением детрита и многочисленными растительными остатками по всему слою.

Чередование алевролитов и песчаников имеет правильный характер, прослой мелкозернистых песчаников достигают мощности 10—30 см, а алевролитов 5—10 см. Границы между слоями четкие. Алевролиты в таких слоях имеют темно-серую окраску. Как правило, в этих отложениях присутствует большое количество глинистого материала и мощность их достигает 2—5 м. В разрезе они тесно связаны с русловыми осадками.

Озерные фации представлены фациями застойных и заболачивающихся озер речных долин и аллювиально-дельтовых равнин.

1. Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных озер приустьевой аллювиальной равнины представлена двумя генетическими типами: А. Крупно- и мелкозернистые алевролиты, сильноглинистые, хорошо отсортированные и однородные, окраска от серой до темно-серой или черной, слоистость неясно-горизонтальная, прерывистая. Широко развиты неслоистые разности пород. Растительный материал присутствует в значительных количествах, представлен детритом, обрывками стеблей и корней растений. В виде включений часто встречаются конкреции сидеритов, образующие маломощные линзы в основном в средней части слоев. Мощность слоев колеблется в широких пределах и достигает 10 м. Они генетически тесно связаны с отложениями торфяных болот (пластами угля) или проточных и заиляющихся торфяных болот (прослой углистых аргиллитов и алевролитов). Переход в нижележащие отложения постепенный.

2. Крупно- и мелкозернистые песчаники. Породы, как правило, серого и темно-серого цвета с комковатой текстурой и корневыми остатками. Характерно отсутствие слоистости и комковатый излом, иногда слабо выражена горизонтальная прерывистая слоистость. Содержание растительного материала высокое и представлено детритом, обрывками стеблей, листьев и корней растений, количество которых возрастает снизу вверх, местами отмечаются конкреции сидеритов. Мощность отложений изменяется в широких пределах и достигает 2—8 м. Выше этих отложений, как правило, залегают угольные пласты.

Отложения торфяных болот. Как видно из литолого-фациальных профилей и как можно судить по углепетрографическим исследованиям Л. И. Боголюбовой [1], фации торфяных болот на месторождении распространены неравномерно; часто наблюдается выклинивание пластов угля или замещение их углистыми аргиллитами, смена их в разрезе терригенными осадками, крупноаттритовый зональный состав углей

свидетельствует о расположении этих торфяников в области неустойчивого режима торфонакопления при сравнительно кратковременном периоде разложения растительного материала.

Условия образования торфяников неодинаковы на разных участках месторождения. Так, на Западном участке преобладали более устойчивые обводненные застойные торфяные болота, которые развивались в медленно погружавшейся области торфонакопления. Детальной разведкой Западного участка установлено, что в период образования угленосной свиты он был обособлен от остальной части месторождения постоянно существующей мигрирующей речной протокой. Вследствие этого строение угольной толщи здесь отлично от других участков месторождения, где развиты фации относительно подвижных и устойчивых сильно обводненных проточных торфяных болот, в то время как фации устойчивых застойных болот развиты слабее.

Фации песчано-алеврито-глинистых осадков заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна представлены двумя генетическими типами осадков: крупно- и мелкозернистыми алевролитами, алевритистыми аргиллитами и мелкозернистыми серыми и темно-серыми песчаниками. Породы слабо сортированы.

Слоистость в обоих типах слабо выражена, горизонтальная, подчеркнутая чередованием слоев различного гранулометрического состава. Широко распространены неслоистые разности пород. При выветривании они образуют неправильную комковатую скорлупообразную отдельность. Незначительный растительный материал представлен детритом и обрывками стеблей и листьев растений. Распределение его в породе неравномерно. Мощность отложений колеблется в широких пределах. Переход в другие фации постепенный. В разрезе они залегают в тесной связи с песчаными осадками сильно подвижного приустьевого мелководья.

Фация алевропесчано-гравийных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения подводной дельты) слагаются двумя генетическими типами: крупно- и среднезернистыми песчаниками и микрозернистыми и крупнозернистыми алевролитами с примесью гравийного материала и включением мелких хорошо окатанных галек. Сортировка обломочного материала средняя, окраска пород от серой до светло-серой. Породы часто неслоистые, иногда с крупной косою, косо-волнистой слоистостью, которая выражена чередованием песчаных слоев с растительными остатками и тонкими слоями алевролитов. Растительные остатки представлены детритом, реже — мелкими линзочками витрена. В разрезе отложения фации образуют горизонты мощностью до 10—15 м.

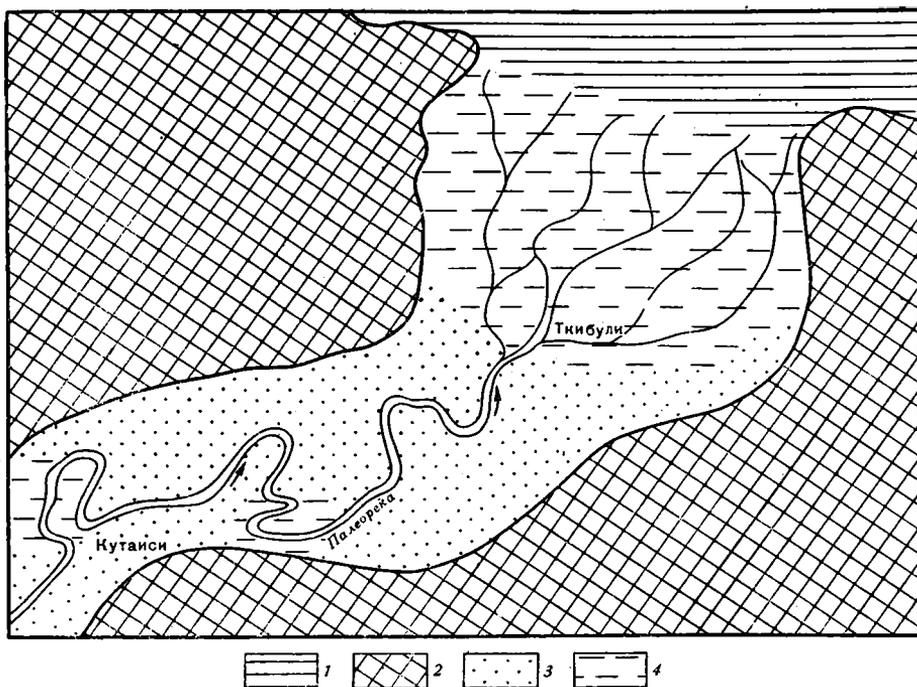
ТИПЫ ЛАНДШАФТОВ

Данные о фациальном составе осадков дают возможность реконструировать типы ландшафтов, существовавших в соответствующий отрезок времени при накоплении отложений угленосной свиты и позволяют ближе подойти к решению вопроса о генезисе месторождения.

Под ископаемым ландшафтом в современной литологии понимается некоторый участок древней области седиментации, характеризующийся специфическими физико-географическими особенностями: рельефом, климатом, характером растительности и т. д. В пределах каждого такого участка происходило накопление определенного парагенетического комплекса разнофациальных осадков. Установление парагенетических комплексов является наиболее достоверным путем выделения типа ископаемого ландшафта.

Под ландшафтной зоной мы будем понимать сочетание родственных фаций, занимающих определенное положение в общей палеогеографической схеме формирования осадков и отвечающих соответствующим моментам развития той или иной территории [8, 9].

В пределах Ткибули-Шаорского месторождения для времени осадконакопления угленосной свиты могут быть выделены следующие типы



Фиг. 3. Палеогеографическая схема времени образования угленосной толщи Гелатского и Ткибули-Шаорского месторождений

1 — ландшафт открытого мелководья; 2 — ландшафт относительно приподнятых равнин, сложенных более древними породами; 3 — ландшафт речной долины относительно крупных рек; 4 — ландшафт торфяных болот аллювиальных и аллювиально-дельтовых равнин

ландшафтов: а) открытого мелководья эпиконтинентального морского бассейна; б) заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального бассейна; в) речной долины относительно крупных дельт с развитием пресноводных озер и торфяных болот.

Ландшафт открытого мелководья эпиконтинентального бассейна характеризуется фацией песчано-гравийных осадков сильно подвижного мелководья (подводная дельта). В этой зоне накапливался обломочный материал, привносившийся с суши и отличающийся максимальной грубозернистостью в разрезе нижних песчаников угленосной свиты. Основным поставщиком его были реки, большие и малые подводные дельты, которые являлись важным элементом ландшафта. Непосредственное соседство с суши приводило к обогащению осадков значительным количеством растительного материала в виде детрита.

Ландшафт заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального бассейна характеризуется фацией алеврито-глинистых и алеврито-песчаных осадков малоподвижного заливно-лагунного прибрежного мелководья вдоль линии плоского побережья бассейна. Оно было в разной степени изолировано от открытого моря, а глубина колебалась от нескольких метров до первых десятков метров.

Слабое проявление волновых процессов и значительная изоляция от морского бассейна, отсутствие поступления песчано-гравийных частиц с суши создавали условия для накопления в основном тонкого алеврито-глинистого материала. К началу отложения угленосной свиты этот ландшафт существовал на большей части Ткибули-Шаорской депрессии. Заливы и лагуны, ограниченные со всех сторон низменной суши, на которой произрастала растительность, нередко заболачивались, образуя торфяные болота, которые иногда занимали обширные пространства. Относительно глубоководные части заливов располагались севернее. Во время батской регрессии эти ландшафты значительно сместились к северу и северо-востоку.

Ландшафт речной долины относительно крупных дельт характеризуется фациями песчаных осадков относительно крупных русел приустьевой части рек, песчаных осадков малых рек и протоков крупных рек, песчано-алевритовых осадков приустьевой поймы.

Изучение современных дельт показывает, что для них характерно наличие многочисленных рукавов и протоков, которые разделены пространствами, в пределах которых существуют большие и малые озера, торфяные болота, а нередко заливы и лагуны.

Эти особенности, очевидно, были характерны и для ископаемых дельт в юрскую эпоху.

Все водотоки в пределах ископаемых торфяников характеризовались медленным течением, вследствие чего привносился и отлагался мелкопесчаный, реже средnepесчаный материал. В связи с явлениями подпора водотоков, которые зависят от колебаний уровня воды в морском бассейне, нередко накапливался лишь алеврито-глинистый материал. Ограниченное развитие в составе ландшафта фаций песчано-алевритовых осадков приустьевой части поймы можно объяснить особым характером гидрогеологического режима дельтовой области.

Разделение русла на большое число рукавов и протоков, плоский характер рельефа дельты, большие размеры занятого ею пространства приводили к резкому снижению уровня паводковых вод, т. е. к уменьшению мощности или даже к полному исчезновению осадков приустьевой части поймы. Во время половодий вся масса воды растекалась по различным понижениям в пределах дельты, где располагались крупные и мелкие озера. В них и отлагался весь взвешенный материал, слагающий фации глинисто-алевритовых осадков заболоченных озерных водоемов приустьевых аллювиально-дельтовых равнин и речных долин.

ВЫВОДЫ

Сочетание фаций, занимающих определенное положение в общей палеографической схеме формирования осадков и отвечающих соответствующему моменту развития Ткибули-Шаорской депрессии, позволяет выделить ландшафтную зону приустьевой заболочивающейся аллювиально-озерной дельтовой равнины.

К этой ландшафтной зоне отнесены участки древней суши, отличающиеся широким распространением относительно больших и малых озер, застойных и проточных болот, медленных рек и небольших речек, нередко полуизолированных заливов и лагун сложной конфигурации. Фациальный комплекс, который соответствует этой фациальной зоне, состоит из фаций континентальных осадков и осадков эпиконтинентального морского бассейна. Среди континентальных и лагунных фаций различаются аллювиальные, озерные, болотные фации и фации заливно-лагунного прибрежного мелководья эпиконтинентального морского бассейна.

Особенности фациального состава и строения комплексов показывают, что в рамках ландшафтной зоны приустьевой заболоченной аллювиально-озерной дельтовой равнины существовали ландшафты: открытого мелководья эпиконтинентального бассейна, заливно-лагунных водоемов мелководья эпиконтинентального бассейна, речной долины относительно крупных рек с пресноводными озерами и торфяными болотами.

Сочетанию этих ландшафтов наиболее полно могли отвечать наземные дельты относительно крупных равнинных рек, существовавшие в батское время на территории Ткибули-Шаорской депрессии (фиг. 3) и открывавшиеся к северу, в сторону акватории эпиконтинентального морского бассейна.

Литература

1. *Боголюбова Л. И.* Особенности строения угольного пласта Толстого в Ткибульском каменноугольном месторождении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6, с. 73—83.
2. *Бакрадзе И. В.* Геология, угленосность и перспективы Ткибули-Шаорского бассейна: Автореф. дис., ҚИМС. 1963. 15 с.
3. *Джанелидзе А. И.* Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи Лечхуми. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1940. 375 с.
4. *Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д.* Литология батских отложений Окрибы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1956. 185 с.
5. *Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И.* Литология юрских отложений Западной Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1961. 110 с.
6. *Кахадзе И. Р.* Грузия в юрское время. Тбилиси: Изд-во АН ГССР (Тр. ГИН АН ГССР, вып. III (VIII)), 1947. 371 с.
7. *Папава Д. Ю.* К палеогеографии верхней Рачи и смежных районов в батское время.— Тр. ГИН. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1959, с. 305—307.
8. *Тимофеев П. П.* Геология и фации юрской угленосной формации южной Сибири. М.: Наука, 1969. 457 с.
9. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 204 с.

Шаорская ГРП
Хариствани

Поступила в редакцию
12.XI.1982

УДК 552.52(261.2)

ПРОВИНЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И ФАКТОРЫ ИХ ФОРМИРУЮЩИЕ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ ГДАНЬСКОГО БАССЕЙНА

БЛАЖЧИШИН А. И., РАТЕЕВ М. А., ХЕИРОВ М. Б.

По комплексам глинистых минералов в современных осадках Гданьского бассейна выделены шесть региональных провинций и рассмотрен механизм их формирования. Установлены генетические связи последних с физико-географическими факторами осадконакопления: областями питания, гидродинамикой, скоростями седиментации и т. п. Отмечена роль придонных течений и флокуляции частиц в процессах распределения смектитовых и гидрослюдистых взвесей по акватории бассейна.

Глинистые минералы современных морских, а частью океанических осадков преимущественно аллотигенные в отличие от мезозойско-кайнозойских пелагических осадков океана, минералы которых в большей своей части аутигенные и связаны с преобразованием вулканокластики. Отсюда становится понятным важность изучения процессов и механизма формирования ассоциаций глинистых минералов в донных осадках морских бассейнов. Гданьский бассейн — один из интереснейших районов Балтийского моря. В составе тонкодисперсного материала современных осадков ранее здесь был обнаружен широкий набор глинистых, в том числе смешанослойных минералов [3]. Однако многие вопросы глинообразования в этом бассейне оставались невыясненными.

В настоящей работе на основе рентгенографического изучения 75 проб и других новых литологических данных [7, 13] рассматриваются конкретные условия формирования определенных ассоциаций в связи с источниками материала и гидродинамикой водоема.

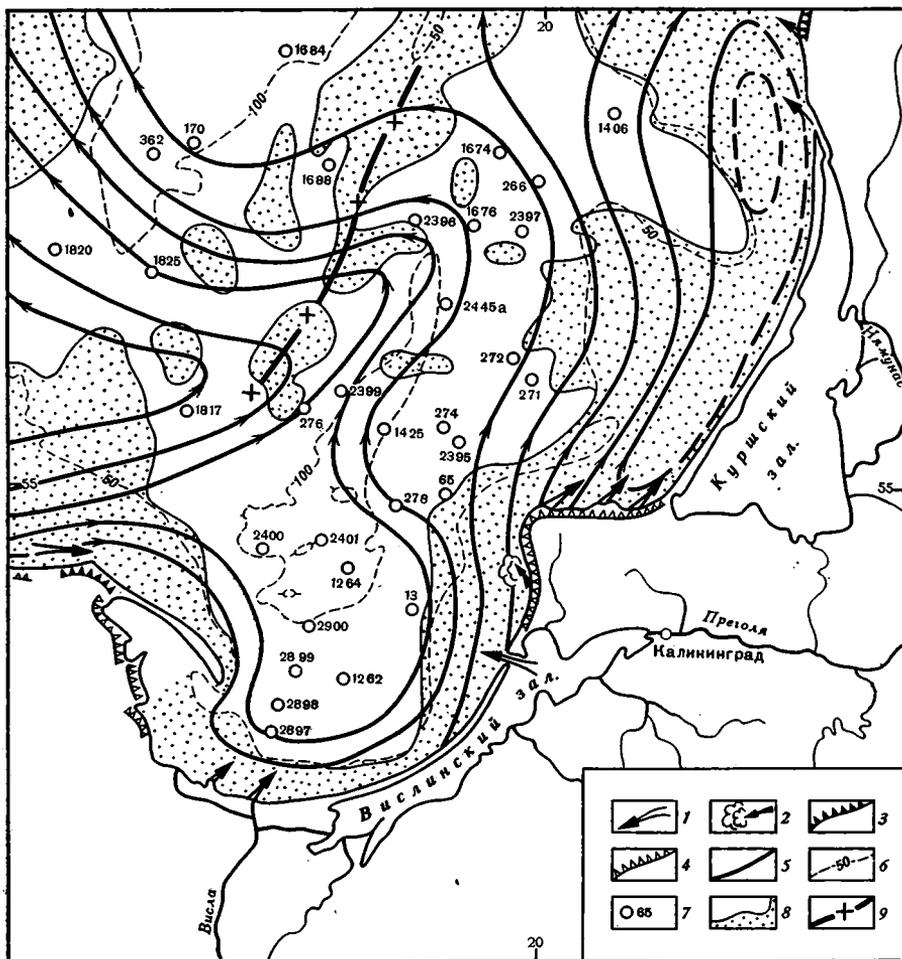
Дифрактометрическое изучение глинистых фракций выполнено на установке УРС-50 ИМ (Си-излучением). Кривые снимались с ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином и прокаленном (при t 560—580°С) состояниях. В необходимых случаях фазовый рентгенографический анализ дополнялся ДТА, ИК-спектрометрией и полным силикатным анализом. Количественная оценка глинистых минералов проведена по площадям базальных пиков [9, 11].

Исследованиям на дифрактометре подверглась в основном фракция $<0,001$ мм, а для сравнения и контроля частично и фракция верхнего слоя осадков размером 0,005—0,001 мм. Для представления о вертикальном распределении глинистых минералов изучены 30 проб из колонки позднечетвертичных отложений длиной 8 м.

ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ

Гданьский бассейн расположен в юго-восточной части Балтийского моря в пределах наиболее прогнутой части Польско-Литовской синеклизы с толщей осадочных отложений, достигающих мощности 3 км и более. Бассейн включает одноименную впадину с глубинами в центральной части 100—115 м, прибрежное мелководье (до глубины 70 м) и две большие лагуны — Куршскую и Вислинскую (фиг. 1). От смежного Готландского бассейна он отделяется на юго-западе низким подводным порогом.

Эта часть Балтийского моря наряду с Ботническим заливом наиболее обогащена флювиогенным осадочным материалом [2]. Основная



Фиг. 1. Схема поверхностных течений Гданьского бассейна
 1 — поступление флювиогенного и абразионного материала; 2 — поступление пульвового материала; 3 — активные клифы; 4 — отмершие клифы; 5 — изодинамические горизонталы (по И. М. Соскину и др. [10]); 6 — изобаты, м; 7 — местоположение станций и их номера; 8 — площади, занятые грубозернистыми осадками; 9 — положение зоны конвергенции

масса речных взвесей поступает с выносами р. Вислы, объем которых в настоящее время составляет около 2 млн. т/год. Примерно половина этого материала аккумулируется в дельте. До XVII в. почти весь сток р. Вислы направлялся по рукаву Ногат в лагуну, а в 1914 г. почти полностью прекратился (был зарегулирован). Другая крупная река — Неман выносит около 0,8 млн. т. взвесей, но 70% этого материала блокируется в Куршской лагуне. Улавливаются в лагунах (до 80%) и выносы более мелких водотоков. В открытую часть бассейна всего выносятся примерно 2,5 млн. т/год речных взвесей.

Реки бассейна дренируют преимущественно мезозойско-кайнозойские толщи, сложенные обломочными, глинистыми, но преимущественно карбонатными породами, что обуславливает большую величину растворенного стока (в 6 раз превышающую взвешенный). Характер почвообразующих процессов во многом определяет минеральный состав тонких взвесей. На большей части водосбора преобладают разные виды подзолистых почв, но в верховьях р. Вислы имеются значительные массивы буроземов, сероземов, а также черноземов. В аллювии р. Вислы определено до 50% сильно набухающих минералов (фракции <math><0,002\text{ мм}</math>) [12], по-видимому, преимущественно в виде почвенного вермикулита, который является продуктом трансформации триоктаэд-

Глинистые минералы палеогеновых и четвертичных отложений водосбора Гданьского бассейна

Источники осадочного материала	Минеральный состав фракции <0,001 мм								
	гидро- слоида	монт- морил- лонит	каоли- нит	хлорит	верми- кулит	смеша- но- слои- ные	глау- коцит	цеоли- ты	поле- вые шпаты
«Голубая земля» *, эоцен, скв. пос. Янтарный	+	+++	—	++	—	+ (Г-М), (Г-Х)	+	—	+
«Голубая земля» *, эоцен, скв. г. Пионерск	++	+	—	++	—	+ (Г-М) (Г-Х)	+	—	+
«Зеленая стена» *, олигоцен, Янтарный карьер	++	+	—	+++	—	—	+	+	—
«Серая стена» *, олигоцен, Янтарный карьер	+++	+	—	++	—	—	—	+	—
Морена на породах Pg, Самбийский полуостров	60	15	15	5	—	5 (Г-М)	—	—	Следы
Морена на породах Pg, K ₂ , Самбийский полуостров	75	10	10	Следы	—	Следы (Г-М)	—	—	То же
Морена на породах K ₂ , подводный склон Куршской косы	65	—	15	—	—	20 (Г-В)	—	—	»
Глина позднеледниковая, Гданьско-Готландский порог (ст. 362)	60	—	30	5	—	—	—	—	»
Почва в районе г. Клайпеда	60	—	10	—	20	5 (Г-В)	—	—	»

* По Краснову, Каплану (1976).

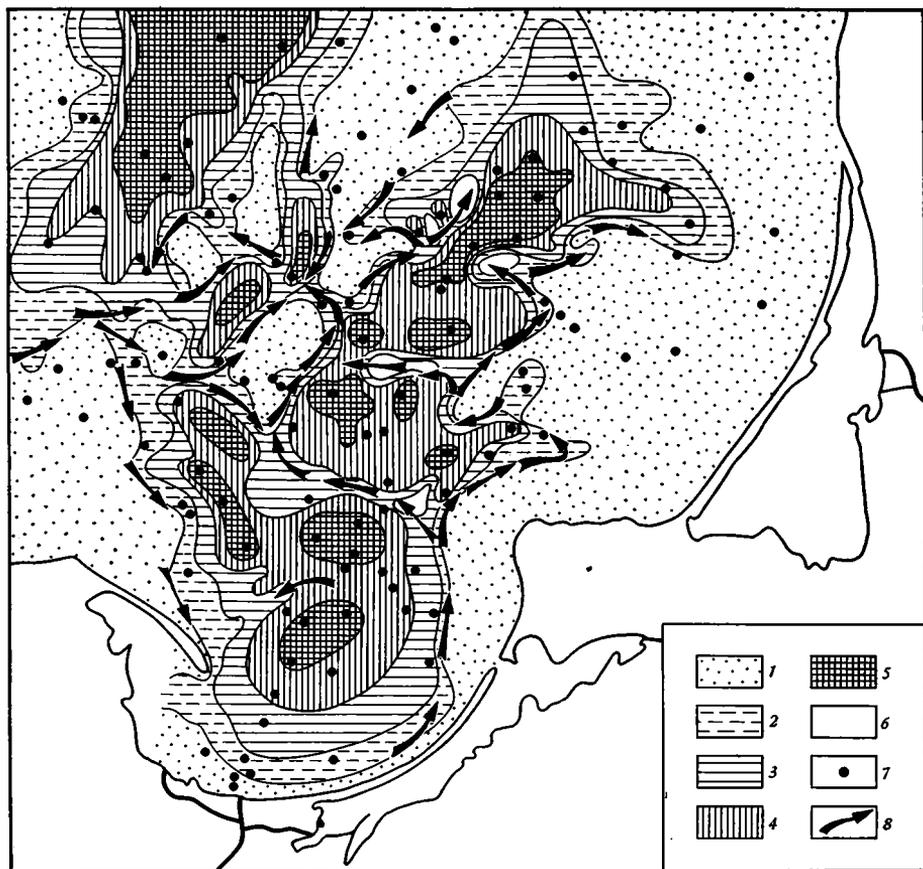
+++ — очень много; ++ — много; + — присутствует; — отсутствует; смешанослойные минералы: (Г-М) — гидрослюдисто-монтмориллонитовые; (Г-Х) — гидрослюдисто-хлоритовые; (Г-В) — гидрослюдисто-вермикулитовые.

рических слюд биотитового ряда. Полученные данные о фазовом составе глинистых отложений, являющихся источниками питания бассейна, сведены в табл. 1.

Другой крупный источник осадочного материала — продукты абразии берегов и дна. Наиболее активно абразия проявляется в районе Самбийского полуострова и на западном побережье ПНР (см. фиг. 1), сложенных рыхлыми неоген-палеогеновыми и четвертичными отложениями. Подсчитано, что продукты абразии в сумме составляют 2,33 млн. т/год, в том числе около 1 млн. тонкой фракции размером <0,05 мм.

Мощным источником осадочного материала в последние годы является пульповый материал вскрышных пород из карьера Янтарного комбината. По самым осторожным подсчетам объем выброса пульпы соизмерим с величиной взвешенного стока р. Вислы — более 2 млн. т/год. Всего в Гданьский бассейн поступает примерно 7,6 млн. т/год осадочного материала в твердой фазе, из них в глубоководной зоне отлагается 2,8, а в береговой зоне и лагунах — 4,8 млн. т. Средний модуль аккумуляции составляет 36 мг/см² в год, а средняя скорость седиментации равна 0,24 мм/год. Для глубоководной зоны эти величины соответственно составляют 25 мг/см² в год и 0,19 мм/год.

Донные осадки в открытой части бассейна распределяются в соответствии с рельефом дна и гидродинамикой водоема. Водная толща разделяется скачком плотности на два слоя: верхний распресненный (до 60—70 м) и глубинный с соленостью от 8 до 12‰ у дна. В период усиления пресного стока и ослабления притока соленых вод из Северного моря в глубинных слоях Гданьской впадины местами могут возникать условия стагнации. Поверхностные течения имеют циклонический характер, основное (южное входное) течение следует от Датских проливов вдоль побережья ГДР и ПНР, заходит в Гданьский залив и по-



Фиг. 2. Распределение пелитового ($< 0,01 \text{ мм}$) материала в современных осадках Гданьского бассейна
 1 — $< 10\%$; 2 — 10—30%; 3 — 30—50%; 4 — 50—70%; 5 — $> 70\%$; 6 — площади с отсутствием современных осадков; 7 — местоположение изученных проб; 8 — направление предполагаемых придонных течений

ворачивает на север. В связи с изменением конфигурации берегов одна из струй этого течения поворачивает на запад, встречаясь с ветвью основного течения, и образует зону конвергенции в районе Гданьско-Готландского порога (см. фиг. 1).

В центральной части бассейна отлагаются алевритово-пелитовые и пелитовые илы, по периферии впадины — алевриты. На глубинах менее 60—70 м большая часть дна покрыта реликтовыми отложениями (пески, гравийно-галечные осадки, морена, торфяники и т. п.), современные пески и алевриты накапливаются в узкой прибрежной зоне и в приустьевом районе р. Вислы. По вещественному составу донные осадки почти исключительно терригенные, содержание биогенных компонентов ($\text{C}_{\text{орг}}$, CaCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{ам}}$) в сумме редко превышает 5—6% [1]. Представление о динамике отложения глинистого материала дает схема распределения пелитовой фракции (фиг. 2). Из нее видно, что максимальное накопление пелита происходит в наиболее глубоких частях впадины. Обращает на себя внимание наличие нескольких широтных полос невысокого содержания пелита, совпадающих с участками замедленной седиментации, либо отсутствия современных осадков. Эти участки, видимо, маркируют прохождение струй придонных течений, образующихся в связи с формированием зоны конвергенции. В зоне конвергенции верхняя граница илов вслед за скачком плотности опускается до глубины 70—80 м, тогда как за пределами зоны эта граница находится на 10 м выше [2].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Пелитовые фракции современных осадков Гданьского бассейна имеют полиминеральный состав (табл. 2). Главными глинистыми минералами являются гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, местами вермикулит и смешанные образования нескольких типов. Кроме них постоянно присутствует небольшая примесь хлорита, иногда полевых шпатов и кварца.

Гидрослюда — наиболее распространенный минерал, ее содержание колеблется от 35—40 до 65—70%. Для гидрослюда наиболее характерен базальный рефлекс (002) с межплоскостным расстоянием $d=10 \text{ \AA}$, рефлекс (060) с $d=1,50 \text{ \AA}$ указывает на диоктаэдрическую разновидность минерала. В разрезе голоценовых осадков местами отмечена и железистая разновидность этого минерала, которая нередко может быть аутигенной. Наиболее обогащены гидрослюдой осадки западных и северо-западных районов Гданьской впадины, где отмечены относительно невысокие скорости седиментации. Ареал высоких содержаний минерала продолжается в юго-западную, смежную часть Готландской впадины. Меньше гидрослюда в Привислинском районе, центральной части бассейна и особенно вдоль всего восточного склона впадины (фиг. 3). В тонкопелитовой фракции гидрослюда обычно на 5—15% больше, чем в среднелитовой (табл. 2). По-видимому, гидрослюда характеризует здесь наиболее дисперсный материал, но корреляция между содержаниями гидрослюда и процентом фракции $<0,001 \text{ мм}$ соблюдается далеко не везде.

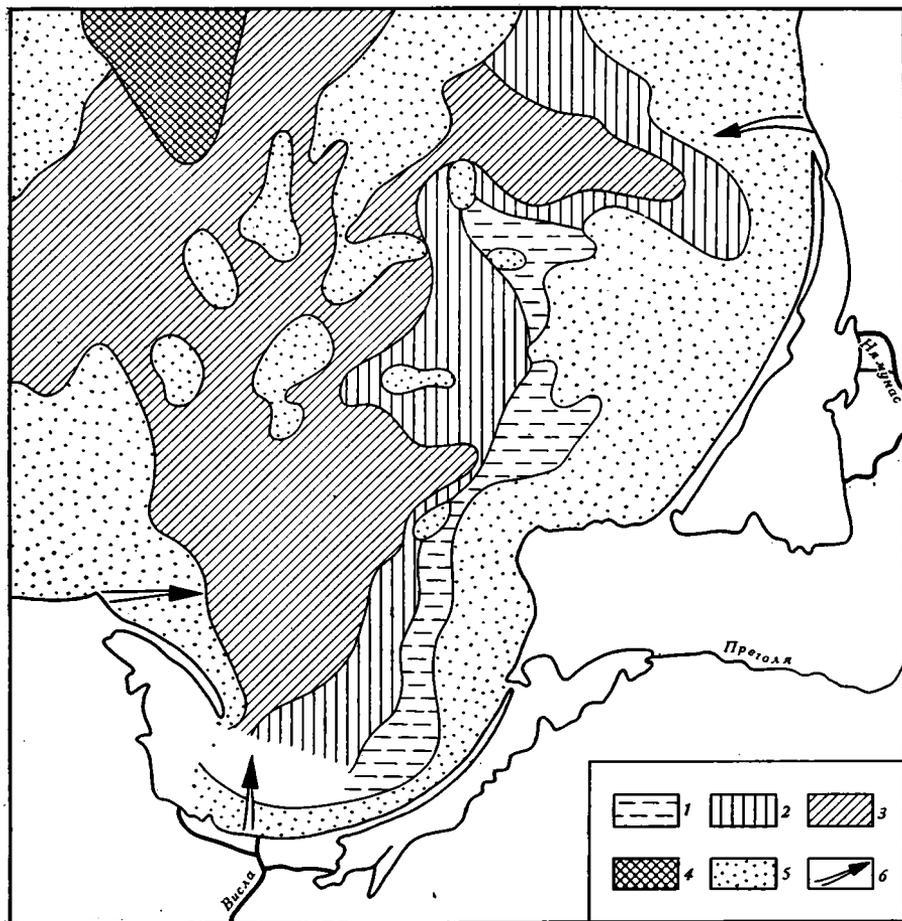
Гидрослюда является наиболее распространенным минералом четвертичных осадков и менее характерна для палеогеновых отложений (табл. 1).

Каолинит — второй по распространенности минерал пелитовых фракций. Хотя местами он уступает по содержанию монтмориллониту (табл. 2), зато постоянно присутствует в количестве 10—20%. Каолинит определен по $d_{001}=7,12\text{—}7,14 \text{ \AA}$ и $d_{002}=3,56\text{—}3,57 \text{ \AA}$; эти рефлексy исчезают при нагревании препарата до 580—600° С.

Каолинит — типично аллотригенный минерал, являющийся продуктом древней мезозойской коры выветривания Фенноскандии, эродированной плейстоценовыми ледниками. В четвертичных отложениях водосбора концентрация каолинита такая же, как и в осадках, а в позднеледниковых глинах южной части Готландской впадины в 2 раза больше. В третичных отложениях каолинит отсутствует (табл. 1). Этот минерал больше распространен в центральной и западной частях впадины и в смежной части Готландского бассейна, т. е. ближе к Скандинавии. Минимальные содержания каолинита (10%) характерны для зоны конвергенции, здесь сказывается эффект разбавления его другими минералами. В обеих пелитовых фракциях содержание каолинита примерно равное, не изменяется оно существенно и в вертикальном разрезе.

Монтмориллонит. Этот минерал определен в количестве от 0 до 35% пелитовых фракций. Он имеет основной рефлекс (001) с $d=13,6\text{—}14,2 \text{ \AA}$, увеличивающимся после насыщения глицерином до 17,7 Å. Монтмориллонит имеет довольно сложное площадное распространение. Выделяются три участка с содержанием минерала более 15%: один из них протягивается от устья р. Вислы в направлении косы Хель, другой располагается напротив Самбийского полуострова, третий находится в северной части впадины (фиг. 4). Минимальные концентрации монтмориллонита характерны для юго-восточной и центральной частей Гданьской впадины, а также для зоны конвергенции.

Монтмориллонит поступает как с выносами рек, так и в составе продуктов абразии берегов и дна. Одним из основных источников этого минерала являются палеогеновые породы Самбийского полуострова, особенно янтареносная «голубая земля» (см. табл. 1). Морены, разви-



Фиг. 3. Распределение гидрослюды в тонкопелитовом материале современных осадков Гданьского бассейна
 1 — <50%; 2 — 50—60%; 3 — 60—70%; 4 — >70%; 5 — площади, занятые грубозернистыми осадками; 6 — направление поступления минерала

тые на породах Pg и K_2 , также несколько обогащены монтмориллонитом. Несомненно, что южный ареал богатых смектитом илов связан с вислинским материалом, центральный — с самбийским, а в формировании северного ареала принимают участие оба эти источника и, возможно, частично неманский материал.

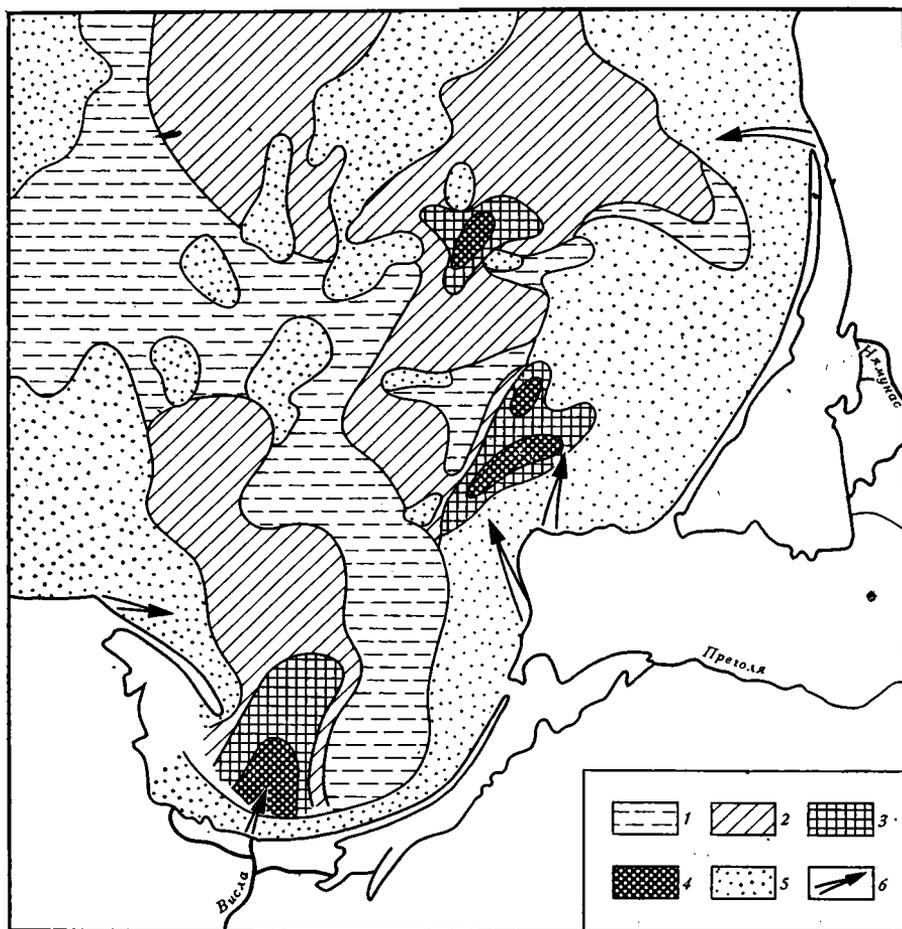
Распределение монтмориллонита по фракциям обнаруживает следующую закономерность: в зоне поверхностных течений минерал концентрируется больше в среднелитовой фракции, нежели в субколлоидной (см. табл. 2). В затишных же зонах смектит представлен более тонкодисперсными частицами. Замечено также, что в Привислинском районе содержание монтмориллонита уменьшается с увеличением глубины дна, т. е. с удалением от устья Вислы. Такая же тенденция подмечена и польскими исследователями [13]. Насколько концентрация минерала зависит от гидродинамики, можно судить по содержанию в осадках фракции <0,001 мм (см. табл. 2). Для самбийского материала прослеживается прямая корреляция между содержаниями монтмориллонита и процентом тонкопелитовой фракции, в то время как для выносов Вислы наблюдается обратная картина (то же относится и к выносам Немана — ст. 1406). Генетические связи содержания смектита со скоростями седиментации также обнаруживают две тенденции — в одних случаях монтмориллонит накапливается в соответствии с законами лавинной седиментации (Привислинский район), в других случаях он выступает как индикатор медленного темпа седиментации. Такое свое-

Количественное распределение глинистых минералов современных

№ станции	Глубина, м	Горизонт, см	Фракция, мм	Содержание фракции, %	Скорость седиментации, см/1000 лет
1	2	3	4	5	6
Вислинская монтмориллонитовая					
2897	68	5—10	<0,001	6,2	>25
2898	79	0—5	—	11,0	>25
2899	85	0—5	<0,001	19,0	>25
2899	85	15—20	<0,001	21,0	>25
2900	90	0—5	<0,001	21,4	19
2900	90	15—20	<0,001	21,9	19
Вислинская вермикулитовая					
13	90	0—2	<0,001	8,8	37
272	69	0—10	<0,001	16,3	Не обн.
274	98	0—2	<0,001	28,6	>
278	98	0—5	0,001	20,7	12,5
1262	89	0—10	0,001	25,0	10
1264	112	0—10	0,001	21,4	>25
1820	78	0—10	0,001	25,1	<5
1825	87	7—15	0,001	25,8	<5
Неманская					
1406	67	0—25	<0,001	16,7	<6
Самбийская					
65	80	0—10	<0,001	30,3	9,0
266	83	0—10	<0,001	44,0	Не обн.
271	69	0—3	<0,001	6,0	<10
1676	90	0—10	<0,001	44,2	9,5
2395	80	0—2	0,005—0,001	32,1	Не обн.
2325	80	2—5	<0,001	31,9	>
2396	90	0—2	<0,001	41,4	>
2396	90	0—2	0,005—0,001	41,5	>
2396	90	2—5	<0,001	13,8	>
2396	90	10—15	<0,001	23,7	>
2397	85	0—2	<0,001	48,0	>
2397	85	0—2	0,005—0,001	30,1	>
2397	85	2—5	<0,001	26,1	Не обн.
2682	110	7—17	<0,001	24,2	40,0
2399	98	0—1	<0,001	50,3	Не обн.
2399	98	0—1	0,005—0,001	14,4	>
2399	98	1—5	<0,001	23,4	>
2401	110	0—1	<0,001	41,5	>
2401	110	0—1	0,005—0,001	34,6	>
2401	110	1—5	<0,001	37,5	>
2401	110	5—10	<0,001	37,2	>
2445a	100	0—1	<0,001	42,0	>
2445a	100	0—1	0,005—0,001	24,1	>
2445a	100	1—5	<0,001	31,8	>
Северо-Западная					
276	95	0—7	<0,001	29,3	1,4
1817	89	0—7	<0,001	36,4	2,0
2401	101	1—4	<0,001	23,7	Не обн.
1425	102	0—15	<0,001	29,6	28
1425	102	25—30	0,001	То же	23
1425	102	45—50	0,001	22,4	28
1425	102	78—84	0,001	22,0	28
Северная					
1674	78	<0—10	0,001	43,6	15
1684	115	<0—5	0,001	39,6	Не обн.
1688	94	<0—7	0,001	Не обн.	>
1701	100	<0—10	0,001	37,8	>

донных осадков Гданьского бассейна по провинциям

Содержание, % от фракции					
гидрослюда	монтморилло- нит	каолинит	хлорит	вермикулит	смешанослойные
7	8	9	10	11	12
провинция					
60	25	15	Следы	Не обн.	Не обн.
55	25	15	»	»	Следы
60	20	15	»	»	Не обн.
55	15	20	10	»	»
65	15	15	5	»	»
65	10	15	10	»	»
провинция					
50	Не обн.	15	Следы	»	35 (Х-В)
65	5	15	»	Следы	15 (Г-В)
60	10	15	»	»	15 (Г-В)
65	Не обн.	15	5	10	5 (Г-В)
60	»	15	Следы	15	10 (Г-В)
60	»	20	»	15	Следы
65	»	20	»	Следы	10 (Г-Х) (Г-В)
65	»	15	»	»	15 (Г-В)
провинция					
55	15	15	Не обн.	Не обн.	15 (Г-В)
провинция					
45	20	15	5	»	15 (Г-Х)
65	Следы	20	Следы	Следы	10 (Г-М)
35	35	15	»	»	10 (Г-М)
40	35	15	»	»	Следы
55	20	20	5	»	»
65	Не обн.	15	Не обн.	»	20 (Г-М)
60	Следы	15	Следы	»	20 (Г-М)
50	15	15	5	»	15 (Г-М)
60	5	15	Следы	»	20 (Г-М)
55	5	15	5	»	20 (Г-М)
50	15	15	5	»	15 (Г-М)
65	10	10	5	»	10 (Г-М)
60	10	15	Следы	Следы	15 (Г-М)
65	5	15	5	»	10 (Г-М)
60	5	20	5	Не обн.	10 (Г-М)
55	5	20	5	»	15 (Г-М)
55	Следы	20	Следы	»	20 (Г-М)
60	»	15	»	»	20 (Г-М)
60	»	20	10	»	10 (Г-М)
60	5	20	Следы	»	15 (Г-М)
60	Следы	15	5	»	20 (Г-М)
60	5	15	5	»	15 (Г-М)
65	10	15	5	»	5 (Г-М)
55	10	15	Не обн.	»	20 (Г-М)
провинция					
70	Следы	20	Следы	Следы	Следы
65	10	15	5	Не обн.	»
70	5	20	5	»	Не обн.
65	5	25	5	»	»
70	Следы	25	5	»	»
60	То же	25	5	15	»
70	»	25	5	Не обн.	»
провинция					
70	5	15	Следы	Следы	5 (Г-М)
60	10	20	5	Не обн.	Не обн.
65	5	20	5	»	»
75	10	10	Не обн.	»	»



Фиг. 4. Распределение монтмориллонита в тонкопелитовом материале современных осадков Гданьского бассейна
 1 — 0—5%; 2 — 5—15%; 3 — 15—25%; 4 — >25%; 5 — площади, занятые грубо-зернистыми осадками; 6 — направление поступления минерала

образное «поведение» монтмориллонита можно объяснить тем, что минерал поступает в осадки в виде частиц двух генераций: а) тонкодисперсных дискретных частиц и б) в форме агрегатов, которые образуются в зоне смешения и коагуляции речных и морских вод. Своеобразное распределение монтмориллонита наблюдается и в других морских бассейнах. Так, например, в Черном море [4] максимальное обогащение осадков монтмориллонитом обнаруживается на юге — на континентальном склоне в зоне выноса его реками с турецкого побережья, в результате размыва четвертичных базальтов. Здесь концентрация создается независимо от глубины бассейна за счет близости источника и коагуляции взвесей на стыке речных и морских вод. Иная закономерность в распределении выявлена в донных осадках сравнительно мелководного сильно динамичного бассейна Белого моря. Здесь волнениями и течениями монтмориллонит, поступающий из речных взвесей, а также за счет береговой и донной абразии моренных четвертичных отложений заносится в наиболее глубоководную центральную зону моря и создает там максимальные его концентрации [6].

Еще одна характерная особенность распределения монтмориллонита состоит в том, что в самой верхней пленке осадка (горизонт 0—2 см) его содержится больше, чем в подстилающем слое (см. табл. 2). Анализ данных по колонкам также подтверждает эту тенденцию. Очевидно, в процессе дегидратации в раннем диагенезе происходит преобразование нестойких железистых смектитовых агрегатов и частичная транс-

формация их в железистую гидрослюду и хлорит. Мы считаем это характерным для Привислинского района.

Хлорит присутствует в осадках постоянно в количестве от следов до 5% от фракции, а местами и до 10—15%. Минерал определен по рефлексам: (001) с $d=13,9-14,1 \text{ \AA}$; (002) с $d=6,95-7,05$; (003) с $d=4,63-4,70$ и (004) с $d=3,47-3,50 \text{ \AA}$, расположение которых не меняется при насыщении и нагреве. Эти параметры указывают на триоктаэдрическую его разновидность.

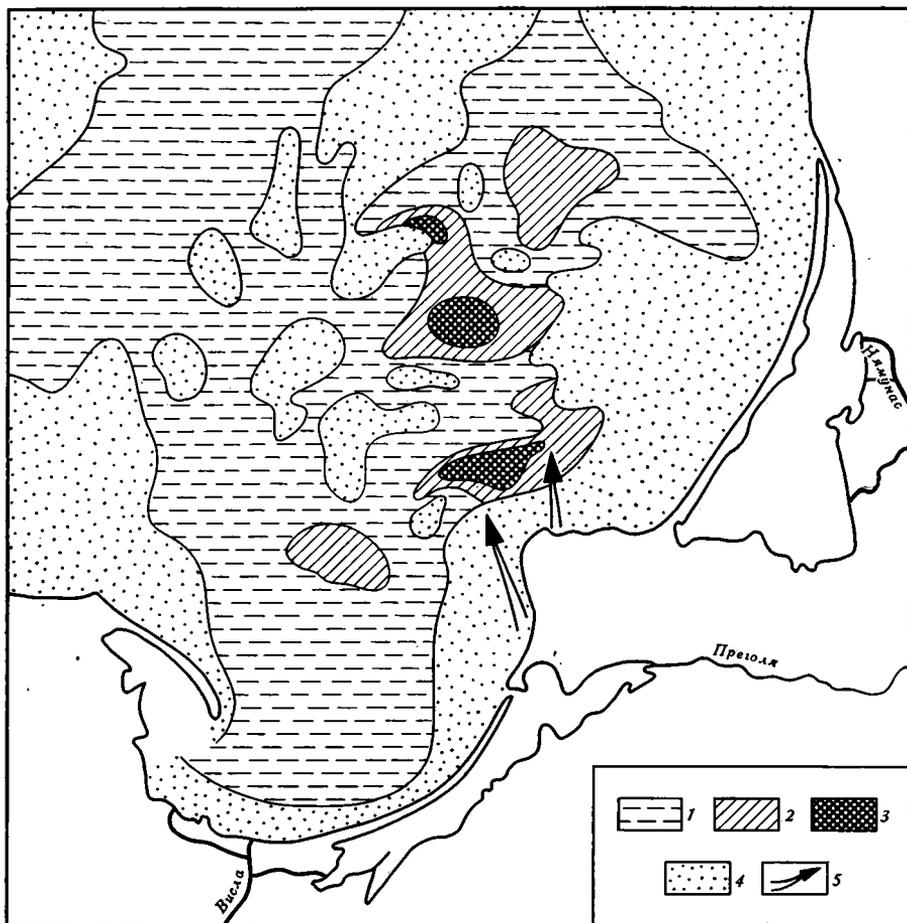
Ареал с содержанием хлорита более 5% характеризует юго-западную часть бассейна. В Привислинском районе концентрация минерала в противоположность монтмориллониту увеличивается в направлении устье — море. По юго-восточной периферии Гданьской впадины, а также в зоне конвергенции определены смешанослойные хлоритовые минералы: гидрослюда-хлорит и хлорит-вермикулит. Из табл. 1 видно, что значительно обогащены хлоритом палеогеновые породы Самбии, в то время как в четвертичных отложениях этого минерала мало или он вообще отсутствует.

В среднепелитовой фракции хлорита обычно больше, чем в тонкопелитовой (иногда до 10% — табл. 2). В распределении его по вертикали наблюдаются следующие закономерности: а) в центральной (глубоководной) части бассейна с умеренными и низкими скоростями седиментации в верхней пленке осадка (0—2 см) хлорита, как и смектита, содержится чаще всего больше, чем в подстилающем слое; б) в Привислинском районе в области лавинной седиментации для распределения хлорита характерна обратная картина. В первом случае, очевидно, сказывается изменение в питающих провинциях — в последние несколько десятков лет возросло значение продуктов пульпы Янтарного комбината, обогащенных смектитом и хлоритом из эоценовых пород. Во втором случае, видимо, имеет место преобразование нестойких железистых смектитовых агрегатов с частичным переходом их в разбухающий хлорит и далее в гидрослюду.

Вермикулит имеет локальное распространение. Определен по рефлексам с $d=13,9-14,0 \text{ \AA}$ в воздушно-сухих и насыщенных глицерином препаратах, которые после прокаливании смещаются к $9,7-9,8 \text{ \AA}$ ¹. На большей части площади дна содержания вермикулита равно нулю, либо он определен в следовых количествах. В трех пробах из юго-восточной части Гданьского залива содержание вермикулита в тонкопелитовой фракции составляет 10—15%, еще на восьми станциях определены смешанослойные вермикулитовые минералы. Как видно из табл. 1, вермикулит и гидрослюда-вермикулит (Г-В) являются достаточно характерными минералами почвенного профиля на водосборе (Г-В). Смешанослойный минерал определен также в морене, развитой на мергелях верхнего мела. Как уже указывалось, в аллювии р. Вислы определено до 50% разбухающих минералов. Таким образом, можно констатировать, что основным источником вермикулитовых минералов являются выносы рек Вислы и Немана.

Распределение вермикулита и смешанослойных минералов типа Г-В и Х-В на площади дна показывает четкую приуроченность скоплений этих минералов к трассе поверхностного течения, которое от устья р. Вислы направлено на север (см. фиг. 1). На широте мыса Таран этот поток, который, видимо, маркирует распространение паводковых взвесей, разделяется на две струи, западная из которых затем входит в зону конвергенции. В соответствии с этой схемой и образуются две линейные полосы распространения вермикулитовых минералов. В разрезе верхнеголоценовых осадков (ст. 1425, табл. 2) вермикулит в количестве 15% от фракции $<0,001 \text{ мм}$ определен в слое, относящемся к верхней половине суббореала (3—4 тыс. лет назад). Поскольку ст. 1425 расположена несколько севернее современной полосы распространения вермикулитовых минералов, можно предположить, что в течение голоцена

¹ Минерал с $d=14,4 \text{ \AA}$, который смещается при прокаливании до $11,6 \text{ \AA}$, диагностируется нами как разбухающий хлорит, либо вермикулит-хлорит [13].



Фиг. 5. Распределение смешанослойного (Г-М) минерала в современных осадках Гданьского бассейна
 1 — <5%; 2 — 5—15%; 3 — >15%; 4 — площади, занятые грубозернистыми осадками; 5 — направление поступления минерала

имело место смещение трассы переноса паводковой взвеси р. Вислы. В суббореале оно, вероятно, было связано с формированием Вислинской пересыпи и одноименной лагуны.

Смешанослойные минералы в осадках Гданьского бассейна представлены пятью модификациями. Гидрослюда-монтмориллонит (Г-М) определен по рефлексам (001)M/(002)Г с $d=11-14$ Å природного образца, $11,5-16$ Å — с глицерином и $9,8-10$ Å после прокаливания. Гидрослюда-хлорит (Г-Х) неупорядоченный диагностируется по рефлексам (001)X/(001)Г с $d=10,5-13,5$ Å в природном образце, $10,5-13,5$ Å — с глицерином и $10,5-13,5$ Å — после прокаливания при 550°C [5]. Гидрослюда-хлорит упорядоченный по мотиву АВАВ определен по $d_{004}=24,0-25,2$; $d_{002}=12,0-12,6$; $d_{003}=8,0-8,4$ Å; эти рефлексы не изменяются как при насыщении глицерином, так и при нагреве. Гидрослюда-вермикулит (Г-В) неупорядоченного типа имеет $d(001)Г/(001)В=10,5-13,5$ Å в природном образце и с глицерином, $9,8-10$ Å — в прокаленном препарате. Упорядоченный (Г-В) минерал определяется в воздушно-сухих и насыщенных препаратах по тем же межплоскостным расстояниям базальных рефлексов, что и неупорядоченный тип. Но в отличие от последнего при нагревании образца обнаруживаются рефлексы, сходные с таковыми для гидрослюды. Польские исследователи [13] выделяют также смешанослойный: хлорит — разбухающий хлорит — вермикулит (Х-Х-В).

Наиболее распространенный из смешанослойных гидрослюд-монтмориллонитовый минерал (Г-М) встречается в количестве до 15—20% от фракции. Наблюдается четкая приуроченность ареалов высоких концентраций этого минерала к Самбийской питающей провинции (фиг. 5). Г-М-минерал достаточно характерен для глауконитовых пород эоцена, а также для морен, развитых по этим породам (см. табл. 1). В отличие от монтмориллонита Г-М-минерал больше связан с тонкопелитовой фракцией и концентрируется на участках с малой гидродинамической активностью (содержание фракции $< 0,001$ мм в осадках обычно 30—50%). Таким образом, Г-М выступает как индикатор наиболее дисперсного самбийского материала.

Г-В и Х-В определены в количестве до 15—35%. Как уже отмечалось вместе с вермикулитом эти минералы концентрируются в полосе дна, маркирующей поступление паводкового материала рек. Г-Х-минерал установлен в двух пробах (5—15%). Этот минерал, содержащийся в эоценовой «голубой земле» (см. табл. 1), переносится течениями от Самбийского полуострова на северо-запад в зону конвергенции.

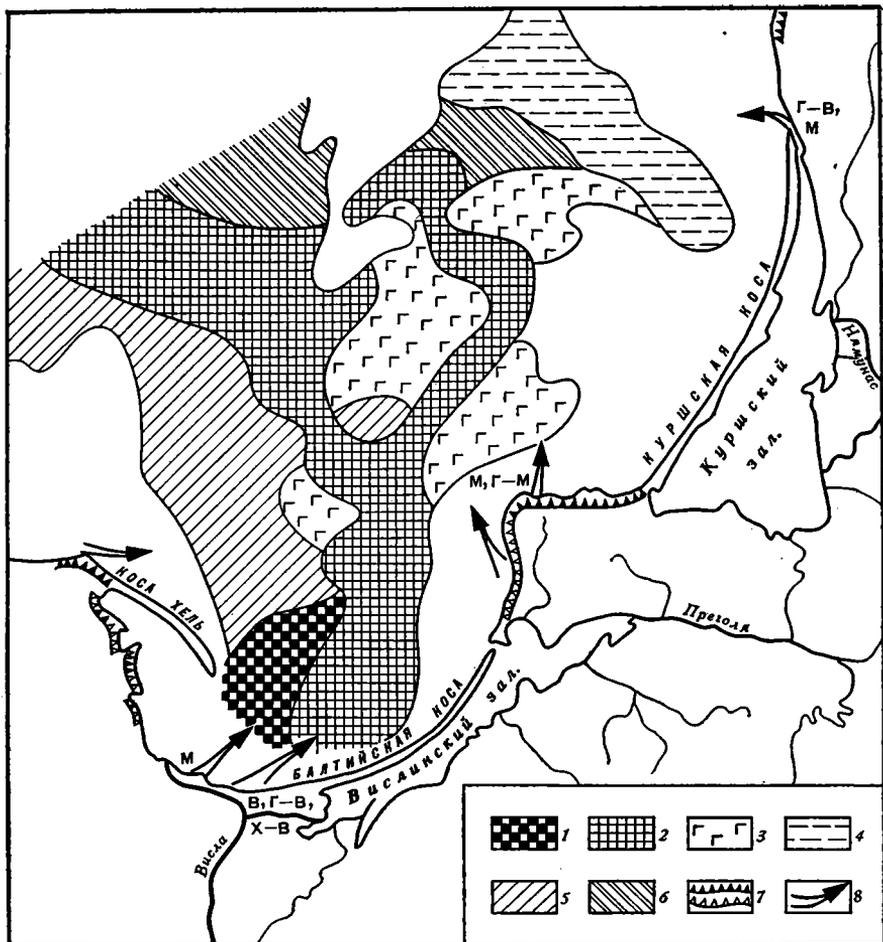
ПРОВИНЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Детальное изучение распределения глинистых минералов позволяет выделить в глубоководной зоне Гданьского бассейна шесть пространственных ассоциаций (фиг. 6). Выделение ассоциаций (провинций) проведено прежде всего по индикаторным минералам, отражающим источники питания осадочным материалом. С другой стороны, выделенные ассоциации имеют конкретное географическое положение, обусловленное близостью источников питания и конкретной гидродинамикой бассейна. Название провинций дано по географическому принципу, в наименовании первых двух из них указывается и индикаторный минерал.

1. Вислинская монтмориллонитовая провинция расположена в западной части приустьевом районе. Формируется почти исключительно выносами Вислы. Поскольку локализация этой провинции не согласуется со схемой поверхностных течений, следует предположить, что в данном случае существует придонный перенос обогащенных смектитом нефелоидных потоков. Механизм этого переноса состоит в том, что в зоне смешения речных и морских вод происходит флокулирование монтмориллонито-гидрослюдистой взвеси и ее гравитационное осаждение в области, прилегающей к подводному конусу р. Вислы. По направлению к центральной части впадины скорость осаждения и плотность этой суспензии уменьшаются.

2. Вислинская вермикулитовая провинция характеризует паводковые выносы Вислы, которые распространяются наиболее сильными струями течений на север, а затем на запад в зону конвергенции. Формирование такой ассоциации предполагает следующие условия: а) очень сильные паводковые выносы, которые происходят периодически, но не ежегодно; б) постепенное погружение паводковой взвеси в придонные слои на всем протяжении трассы поверхностного течения, либо, что более вероятно, перенос взвеси придонным течением. Это течение следует вдоль склона впадины и хорошо проявляется на эограммах наличием эрозионной ложбины, очерчивающей границу распространения илов. Схема предполагаемых донных течений, которые обусловлены прежде всего продвижением североморских вод, в целом соответствует схеме поверхностных течений (см. фиг. 1, 2). Дальнему переносу разбухающих (гидратированных) минералов способствует их малая гидравлическая крупность.

3. Самбийская провинция образована в основном продуктами абразии берегов и бенча этого полуострова, а также пульповым материалом. Индикаторными минералами являются минералы палеогеновых пород: монтмориллонит и смешанослойный Г-М. Из фиг. 6 видно, что трасса паводковых выносов р. Вислы, направляющаяся в зону конвергенции, разделяет Самбийскую провинцию на четыре изолированных участка.



Фиг. 6. Провинции глинистых минералов верхнего слоя осадков Гданьского бассейна

1 — Вислинская монтмориллонитовая; 2 — Вислинская вермикулитовая; 3 — Самбийская; 4 — Неманская; 5 — Северо-Западная; 6 — Северная; 7 — абразионные берега (а — активные; б — отмершие); 8 — направление поступления глинистых минералов

4. Северо-западная провинция простирается от косы Хель до Готландской впадины. Она формируется как из выносов Вислы, которые обедняются смектитом и обогащаются хлоритом в направлении центральной части впадины, так и из продуктов абразии северного побережья ПНР. Последние транспортируются течениями с запада на восток и юго-восток (см. фиг. 1). К преобладающей гидрослюде примешиваются небольшие равные количества монтмориллонита и хлорита.

5. Неманская провинция, располагающаяся в крайней северо-восточной части бассейна, характеризуется только одной пробой, в которой наряду с гидрослюдой (55%) определены равные количества (по 15%) каолинита, монтмориллонита и смешанослойного Г-В-минерала. Провинция формируется преимущественно выносами р. Немана, которые прорываются из лагуны только в паводок. До образования Куршской косы выносы реки направлялись непосредственно в море, и эта провинция простиралась, видимо, значительно дальше на юг, где к неманскому материалу примешивался и самбийский.

6. Северная провинция примыкает к смежной Готландскому бассейну и охватывает также и его южную часть. В формировании этой ассоциации принимает участие несколько источников: наиболее дисперсный самбийско-вислинский и частично неманский материал, а также материал донного размыва плейстоценовых осадков Гданьско-Готландского

порога. Как и в Северо-Западной провинции, здесь отмечаются максимальные содержания гидрослюда (до 75%), но положение данной ассоциации на стыке трех других провинций обуславливает существенную примесь монтмориллонита (см. табл. 2).

Формирование вышеуказанных ассоциаций глинистых минералов обусловлено не только влиянием разных источников сноса, но и гидрологическими и гидродинамическими факторами, а также, не в последнюю очередь, и скоростями седиментации, которые варьируют в глыбовоководной зоне от 0—5 до 50—80 см/1000 лет. Например, на ст. 276 (Северо-Западная провинция) при очень низких темпах седиментации (1,4 см/1000 лет) среди глинистых минералов резко преобладают гидрослюда (70%) и каолинит (20%), остальные минералы определены в следовых количествах. В области же лавинной седиментации (Привислинский район) количество гидрослюда в тонкопелитовой фракции уменьшается до 30—55%, а содержание неустойчивых минералов в сумме достигает 25—35%. С другой стороны, в областях замедленной седиментации Самбийской провинции также наблюдаются сравнительно низкие содержания гидрослюда (до 35—40%), в то время как концентрация монтмориллонита и смешанослойного Г-М достигает здесь 35—45%. Но это, как уже отмечалось, существенно иная (тонкодисперсная) разновидность смектита.

Неясной остается оценка роли аутигенного глинообразования. Как выясняется, те же самые глинистые минералы, которые определены в верхнеголоценовых осадках Гданьского бассейна, свойственны и почвенному профилю, породам водосборного бассейна и абразионных берегов. Таким образом, аллотигенный характер большей части тонкодисперсного материала, в том числе смешанослойных минералов, не вызывает сомнений. К аутигенным же глинистым минералам можно отнести часть гидрослюда и хлорита, которые генерируются в процессе трансформации нестабильных разновидностей смектита, вермикулита и смешанослойных минералов. Интересно, что в направлении устья р. Вислы — море количество смектита на протяжении 50 км уменьшается в 5 раз (параллельно уменьшаются и скорости седиментации). Смешанослойные минералы также могут быть частично аутигенными в качестве стадийных продуктов при переходе железистых смектитов в гидрослуду и хлорит или при разложении биотита.

ВЫВОДЫ

Анализ изложенного материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Преимущественно терригенный характер процессов современного и позднечетвертичного глинообразования в осадках Гданьского залива связан с резким похолоданием климата (еще в плиоцене), с таянием ледников, усилением механической денудации и разноса глинистого материала за счет перемыва морен. Эти процессы формирования терригенных ассоциаций глинистых минералов ярко выражены и в плейстоценовых осадках Северной Атлантики.

2. Отличительной особенностью Гданьского бассейна по сравнению с остальной частью Балтийского моря, а также других внутриконтинентальных и окраинных бассейнов [3, 8] является наличие больших концентраций в осадках неустойчивых в морской среде глинистых минералов (и прежде всего продуктов разрушения биотита). Сохранность и формирование последних обусловлены в первую очередь высокими (лавинными) скоростями седиментации, а также агрегированием в зоне смешения речных и морских вод.

3. Установлено два типа распределения смектитов. В первом типе максимальные концентрации смектитов создаются в зависимости от интенсивности поступления и флокуляции его частиц в агрегаты. Во втором — за счет дальнего разноса наиболее тонкодисперсных дискретных частиц смектита в зоны замедленной седиментации. Существование

данных типов подтверждается и данными по другим морским бассейнам (в частности по Белому морю и Черноморскому бассейну).

4. Одним из ведущих факторов формирования терригенных провинций глинистых минералов является гидродинамика, причем не столько поверхностные, как придонные течения.

5. Процессы аутигенного глинообразования в таком типе бассейна, как Гданьский залив, развиты слабо и исключительно в форме преобразования нестабильных минералов.

Литература

1. Блажчишин А. И. Основные разновидности донных осадков Балтийского моря. Вопросы четвертичной геологии. т. 8. Рига: Зинатне, 1975, с. 102—116.
2. Блажчишин А. И. Физико-географический очерк водосборного бассейна.— В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с. 117—130.
3. Блажчишин А. И., Ратеев М. А., Хеиров М. Б. Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря.— *Baltica*. Вильнюс, 1977, т. 6, с. 137—154.
4. Бутузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. А. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1975, № 1, с. 3—12.
5. Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
6. Калинин В. В., Ратеев М. А., Хеиров М. Б., Шевченко А. Я. Глинистые минералы в осадках Белого моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1974, № 4, с. 10—24.
7. Краснов С. Г., Каплан А. А. О генезисе янтареносных отложений палеогена Калининградской области по данным литологических исследований.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1976, № 4, с. 95—106.
8. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с.
9. Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1966, № 4, с. 6—24.
10. Соскин И. М., Кузнецова Л. Н., Соловьев В. И. Течения Балтийского моря на основе обработки гидрологических наблюдений динамическим методом.— *Тр. ГОИН*, 1963, т. 73, с. 76—95.
11. Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.— *Geochem. Tech. Report.*, 1964, v. 8, p. 86.
12. Seibold E. Der Große Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee.— *Baltica*, Vilnius, 1965, v. 2, p. 3—17.
13. Stoch L., Görlich K., Pieczka F. Litologia i skład mineralny osadów z dna Basenu Gdanskiego.— *Kwartalnik Geologiczny*, 1980, t. 24, N 2, p. 395—414.

Институт океанологии АН СССР
Калининград,
ГИН АН СССР
Москва,
АзНИПИнефть
Баку

Поступила в редакцию
11.I.1982

УДК 552.124.4 : 553.3

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА***СКОРНЯКОВА Н. С.*

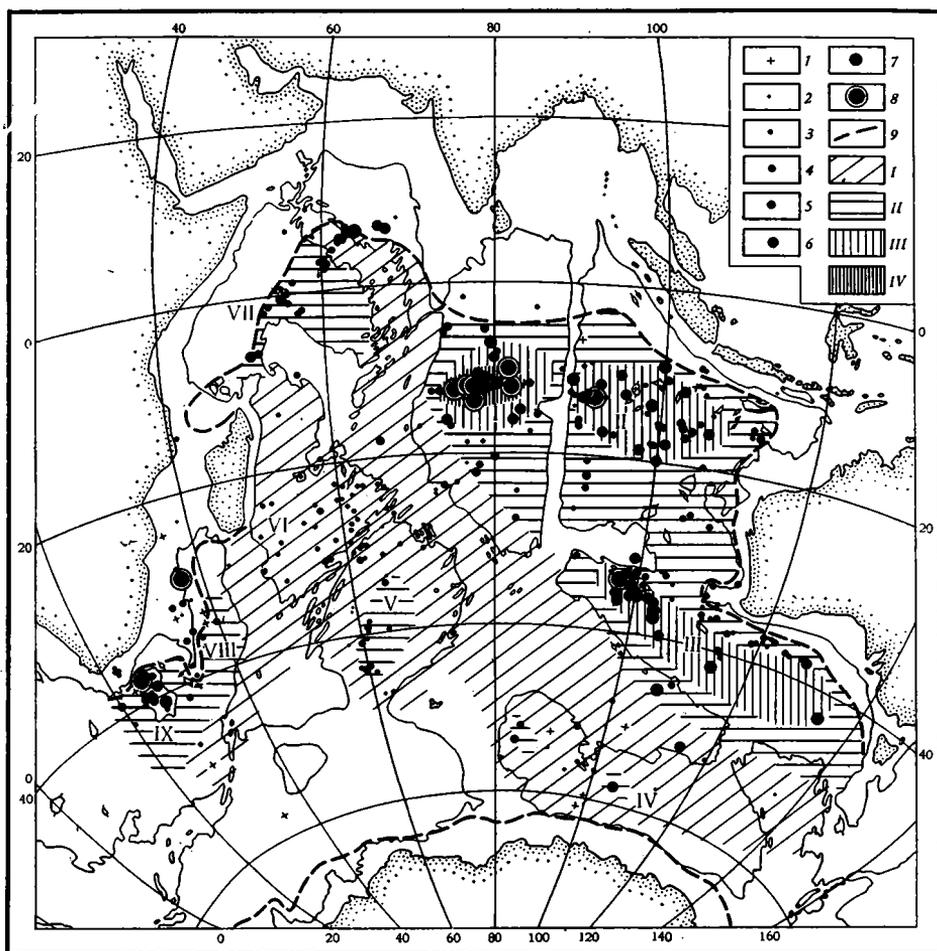
На основании геохимического картирования рассмотрены общие закономерности распределения Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Pb в конкрециях пелагической области Индийского океана. Региональные вариации состава конкреций связываются с фациальной обстановкой рудообразования, в частности с продуктивностью вод, скоростями седиментации, характером рельефа и глубиной, локальными проявлениями подводного вулканизма.

В настоящей статье рассмотрены общие закономерности распространения Mn, Fe, Ni, Co, Cu и Pb в конкрециях пелагической области Индийского океана. Первые схемы распределения Mn, Fe, Ni, Co и Cu в конкрециях Индийского океана были составлены П. Л. Безруковым по материалам 49 станций [2, 3]. Позже были составлены схемы распределения основных рудных элементов в конкрециях восточной части Индийского океана [10]. Вариации химического состава конкреций и схемы распространения Ni, Co и Cu по данным 324 станций приведены в работе Д. С. Кронана и С. А. Мурби [23].

Карты Mn, Ni, Co и Cu в конкрециях Индийского океана, предложенные в настоящей работе (фиг. 1—4), составлены по материалам советских и зарубежных исследований по данным 364 станций [1, 6, 10, 21, 22, 25, 28, 35]. Эти карты отражают как общие закономерности изменения состава конкреций, так и их локальные вариации. Они составлены с учетом статистических законов распределения: нормального для Mn и логнормального для Ni, Cu и Co. Масштабными значками дано содержание элементов по станциям, а штриховкой—фоновое содержание элементов. Границы масштабных и фоновых значений нормированы с помощью ЭВМ по среднему содержанию элементов с учетом стандартных отклонений [13]. Градации масштабных значков соответствуют стандартному отклонению. Граница между косой и горизонтальной штриховками отвечает среднему содержанию элементов в конкрециях Индийского океана. Таким образом, на картах отчетливо выделяются поля повышенных (выше среднего) и пониженных (ниже среднего) содержания элементов. Такой подход к геохимическому картированию позволяет выявить как общие закономерности распределения рудных компонентов в конкрециях, так и существующие между ними взаимосвязи.

Фоновые содержания даны только для конкреций пелагической области океана. При этом граница пелагической и гемипелагической областей условно проведена по мощности окисленного слоя осадков 1 м [7, 8].

Как видно из приведенных карт, в распределении элементов в конкрециях пелагической области океана отчетливо проявляются две характерные особенности: асимметрия состава конкреций западной и восточной частей океана и наложенная на нее широтная зональность изменения состава конкреций глубоководных котловин. Обширная западная часть Индийского океана, занятая Срединным хребтом и прилегающими к нему котловинами—Мадагаскарской и Крозе, характеризуется повышенным содержанием Fe, Co и Pb, тогда как конкреции глубоководных котловин восточной части Индийского океана в целом отличаются повышенным содержанием Mn, Ni и Cu. На этом фоне максимальные величины Mn, Ni, Cu приурочены к широтной приэкваториальной зоне океана.

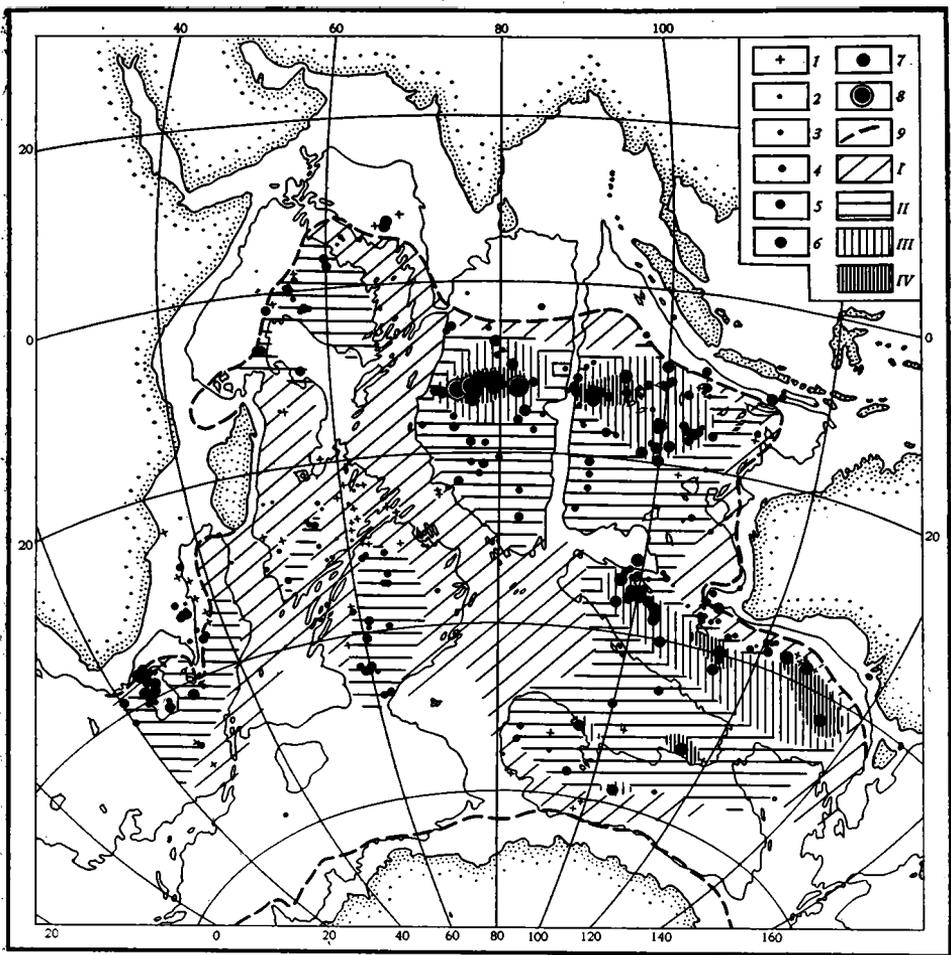


Фиг. 1. Распределение Mn в конкрециях, %

1—8 — содержание в масштабных знаках: 1 — < 5,34; 2 — 5,34—10,61; 3 — 10,61—15,88; 4 — 15,88—18,51; 5 — 18,51—21,15; 6 — 21,15—23,78; 7 — 23,78—26,41; 8 — > 26,41; 9 — граница мощности окисленного слоя осадков более 1 м; I—IV — фоновое содержание: I — < 15,88; II — 15,88—21,15; III — 21,15—26,41; IV — > 26,41
Котловины: I — Центральная; II — Вартон; III — Южно-Австралийская; IV — Австрало-Антарктическая; V — Крозе; VI — Мадагаскарская; VII — Сомалийская; VIII — Мозамбикская; IX — Агульяс

Содержание Mn в конкрециях пелагической области Индийского океана 5,2—32%, обычно > 10,6%, среднее 15,88%. Значения выше среднего приурочены к конкрециям глубоководных котловин: Центральной, Вартон, Южно-Австралийской, Сомалийской, центральной части котловины Крозе, Агульяс и Мозамбикской, к областям распространения пелагических глин, радиоляриевых илов, реже карбонатных осадков (фиг. 1).

Области наибольших фоновых содержаний Mn (21,1—26,4%) обнаружены в котловинах восточной части Индийского океана и расположены в двух широтных зонах. Одна из них приурочена к радиоляриевым илам и глинам приэкваториальной зоны Центральной котловины Вартон (5—10°—15—16° ю. ш.). Здесь же в радиоляриевых илах (между 75° и 95° ю. ш.) встречены конкреции с максимальными величинами концентрации Mn (26,4—32,0%). Резкие колебания содержания Mn в конкрециях радиоляриевого пояса котловины Вартон (9,8—28,4%) связаны с большой расчлененностью рельефа дна: на фоне высоких концентраций Mn в конкрециях из радиоляриевых илов котловины его



Фиг. 2. Распределение Ni в конкрециях, %

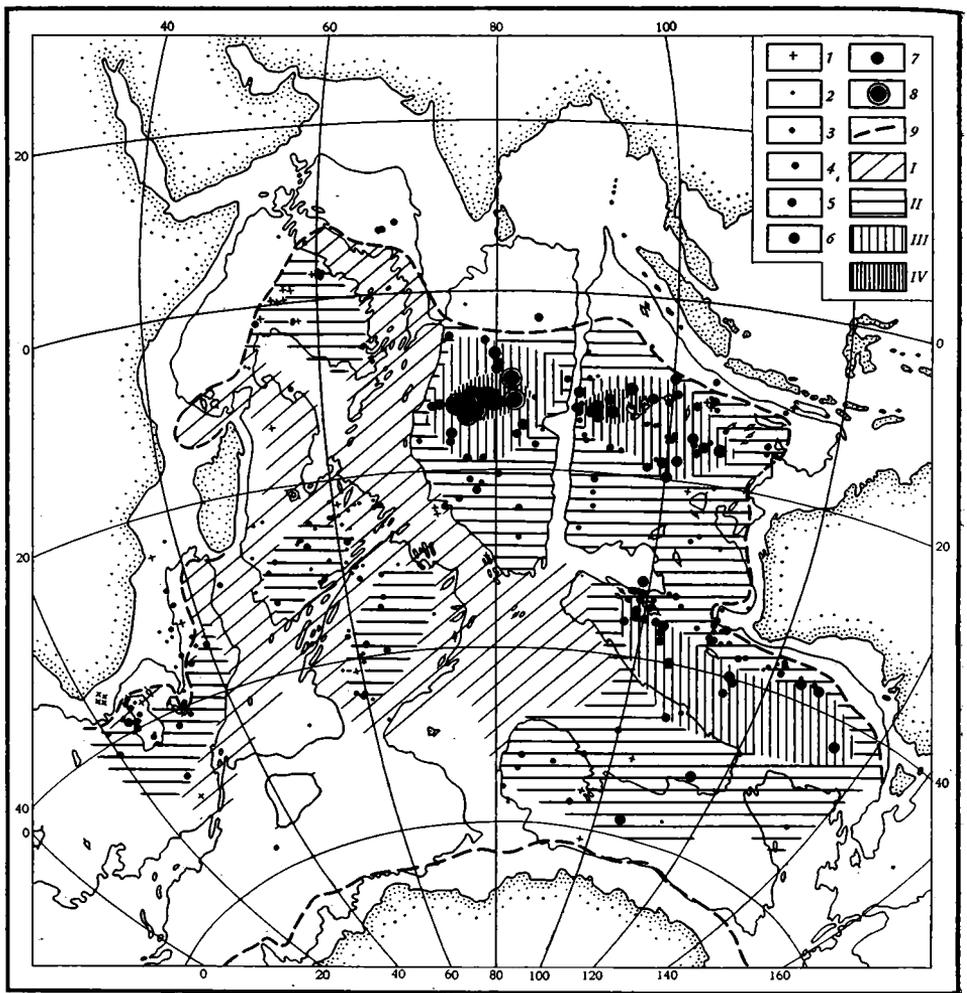
1—8 — содержание в масштабных знаках: 1 — $< 0,17$; 2 — $0,17-0,24$; 3 — $0,24-0,35$; 4 — $0,35-0,51$; 5 — $0,51-0,75$; 6 — $0,75-1,08$; 7 — $1,08-1,57$; 8 — $> 1,57$; 9 — см. фиг. 1; I—IV — фоновое содержание: I — $< 0,35$; II — $0,35-0,75$; III — $0,75-1,08$; IV — $> 1,08$

содержания резко понижаются в конкрециях из карбонатных и карбонатно-кремнистых осадков подводных гор и хребтов.

Вторая область повышенного содержания Mn в конкрециях расположена в Южно-Австралийской котловине. Содержание Mn в конкрециях глубоководной части котловины (глубже 4800 м) $9,1-26,5\%$, обычно $> 21,1\%$. На остальной части площади глубоководных котловин содержание Mn не превышает $21,1\%$.

Величины концентраций Mn в конкрециях и рудных корках Срединно-Индийского хребта, Мадагаскарской котловины и северной периферии котловины Крозе (в районе Срединного хребта) обычно не превышают $15,8$ (фиг. 1).

Содержание Fe в конкрециях Индийского океана $5,4-32,1\%$, в среднем $14,59\%$. Его распределение по площади дна по существу противоположно Mn. Значения Fe выше среднего ($> 14,59\%$) приурочены к конкрециям и коркам Срединного хребта, Мадагаскарской котловины, северной части котловины Крозе и Сомалийской котловины. Здесь же на стыке Аравийско-Индийского, Западно-Индийского, Центрально-Индийского хребтов и прилегающих участках котловин встречаются максимальные концентрации Fe — более 20% (до $28,4\%$). Повышенное содержание Fe ($> 14,59\%$) отмечено и в конкрециях периферии пелагической области.

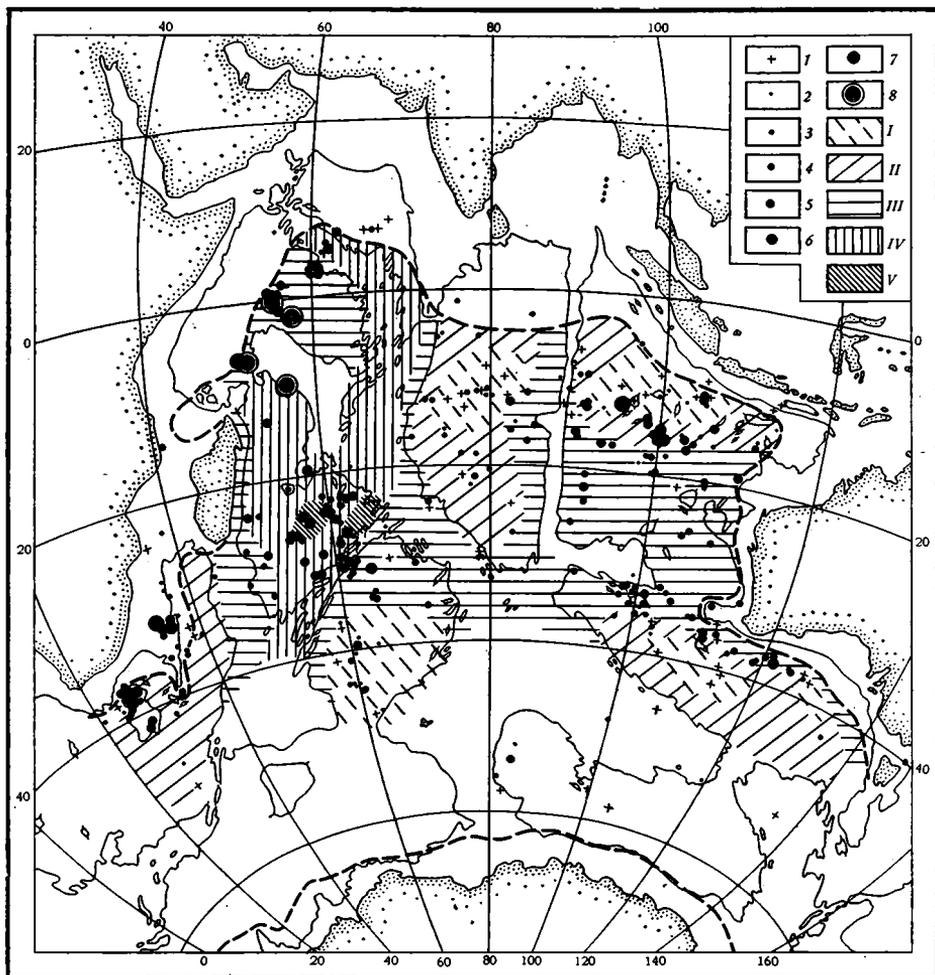


Фиг. 3. Распределение Си в конкрециях, %

1—8 — содержание в масштабных знаках: 1 — $< 0,06$; 2 — $0,06—0,14$; 3 — $0,14—0,22$; 4 — $0,22—0,34$; 5 — $0,34—0,52$; 6 — $0,52—0,80$; 7 — $0,80—1,22$; 8 — $> 1,22$; 9 — см. фиг. 1; I—IV — фоновое содержание: I — $< 0,14$; II — $0,14—0,34$; III — $0,34—0,80$; IV — $> 0,80$

Минимальное содержание Fe (4,5—10%) обнаружено в конкрециях из радиоляриевых илов Центральной котловины, реже котловины Вартон. Величины 5—9,4% встречены также в осевой части Южно-Австралийской котловины. На остальной части площади глубоководных котловин содержание Fe 10—15%.

Ni и Си распределены в конкрециях в целом подобно Mn. Содержание Ni в конкрециях пелагических районов океана 0,01—1,6%, в среднем 0,35% (фиг. 2). Величины выше среднего, так же как и для Mn, приурочены к конкрециям глубоководных котловин. Исключение составляет лишь Мадагаскарская котловина, где, как и на поверхности Среднего хребта, содержание Ni ниже средней величины (обычно $< 0,25\%$). Область повышенного содержания Ni (0,75—1,08%) расположена в широтном поясе распространения радиоляриевых илов и глин. Здесь же в конкрециях с максимальным содержанием Mn (см. фиг. 1 и 2) на радиоляриевых илах локализованы максимальные значения Ni в Центральной котловине 1,08—1,60% и в котловине Вартон 1,10—1,47%. Вторая зона повышенных содержаний Ni (0,75—1,08%) протягивается вдоль зоны разлома Дамантина и Южно-Австралийской котловины. Локально здесь встречены величины концентрации Ni $> 1,08\%$ (максимально до 1,19%). Повышенные значения Ni отмечены также в отдельных точках с повышенным содержанием Mn в Австрало-Антарк-



Фиг. 4. Распределение Со в конкрециях, %

1—8 — содержание в масштабных знаках: 1 — $< 0,10$; 2 — $0,10—0,14$; 3 — $0,14—0,20$; 4 — $0,20—0,28$; 5 — $0,28—0,39$; 6 — $0,39—0,54$; 7 — $0,54—0,80$; 8 — $> 0,80$; 9 — см. фиг. 1; I—V — фоновое содержание: I — $< 0,14$; II — $0,14—0,20$; III — $0,20—0,28$; IV — $0,28—0,39$; V — $> 0,39$

тической котловине ($0,92—1,40\%$). На остальной части площади котловин содержание Ni обычно $0,35—0,75\%$.

Содержание Cu $0,02—1,72\%$, в среднем $0,14\%$. Концентрации Cu ниже среднего, так же как и Ni, приурочены к коркам и конкрециям Срединного хребта и прилегающих участков Мадагаскарской котловины и котловины Крозе. Минимальные количества Cu ($< 0,06\%$) встречаются в конкрециях подводных гор. На большей части площади глубоководных котловин содержание Cu $0,14—0,34\%$. На этом фоне, так же как для Ni и Mn, в приэкваториальной зоне и Южно-Австралийской котловине выделяются области повышенного содержания Cu ($0,34—0,80\%$, фиг. 3). В отличие от Ni максимальные концентрации Cu ($> 0,80\%$) встречены лишь в приэкваториальной зоне океана, в области распространения радиоляриевых илов в Центральной котловине (до $1,65\%$) и котловине Вартон (до $1,01\%$).

Более существенные различия между распределением Ni и Cu проявляются при анализе соотношения этих элементов в конкрециях пелагических районов океана (см. фиг. 2 и 3). Среднее содержание Cu ($0,14\%$) в конкрециях Индийского океана примерно вдвое меньше, чем Ni ($0,35\%$). Наиболее широко распространенные фоновые concentra-

ции Cu в конкрециях пелагических котловин 0,14—0,34% соответствуют фоновым содержаниям Ni 0,35—0,75%, при соотношении Cu/Ni обычно <0,6 (в конкрециях из пелагических глин и их мергелистых разностей, карбонатных и диатомовых илов).

Величина Cu/Ni существенно возрастает в конкрециях из радиоляриевых илов приэкваториальной зоны океана. В конкрециях из радиоляриевых илов Центральной котловины отношение колеблется от 0,7 до 1,2, в среднем 0,98, в конкрециях из радиоляриевых илов котловины Вартон 0,65—1,2, в среднем 0,73.

Содержание Co в конкрециях 0,03—1,05% (в среднем 0,20%). Распределение Co по площади дна в целом противоположно Cu и Ni и близко к Fe, однако полного соответствия между Co и Fe нет. В конкрециях и корках западной части Индийского океана, Срединного хребта и прилегающих котловин с повышенным содержанием Fe (>14,59%) содержание Co выше среднего (>0,20%). Здесь же в пределах Аравийско-Индийского хребта и Мадагаскарской котловины установлено повышенное содержание Co несколько снижается в зоне тройственного сочленения Срединно-Индийского хребта и северной части котловины Крозе в конкрециях с максимальным содержанием Fe. Максимальные концентрации Co (от 0,5 до 1,05%) встречены в конкрециях и корках подводных гор северо-западной части Индийского океана вне зависимости от содержания Fe.

Минимальное содержание Co (<0,14%) обнаружено в конкрециях глубоководных котловин с наиболее низкими концентрациями Fe (<10%) из радиоляриевых илов Центральной котловины и котловины Вартон, пелагических глин Южно-Австралийской котловины и южной части котловины Крозе. Выделяющиеся на карте на этом фоне точки с повышенным содержанием Co приурочены к конкрециям подводных поднятий.

Сходный с Co характер распределения имеет Pb. Его содержание в конкрециях пелагической области колеблется от 0,006 до 0,26%, составляя в среднем 0,077%. Повышенные количества Pb (0,077—0,15%) приурочены к обогащенным Fe конкрециям и коркам Срединного хребта и прилегающих участков котловин западной части океана. Максимальные содержания Pb, так же как и Co, встречены в конкрециях и корках подводных гор.

В конкрециях глубоководных котловин восточной части океана содержание Pb обычно не превышает его средних значений (исключение составляют конкреции подводных поднятий).

Приведенные данные показывают, что изменение химического состава конкреций контролируется такими общими закономерностями пелагического седиментогенеза, как широтная (зональность продуктивности вод и скоростей седиментации) и вертикальная зональность, сочетание которых определяет вариации фациальной обстановки рудообразования. Показателем фациальной обстановки может служить Mn/Fe. Основную причину связи Mn/Fe с фациальной обстановкой мы видим в относительной роли диагенетических и седиментационных процессов при формировании конкреций.

Диагенетическое перераспределение Mn при формировании конкреций в пелагических районах океана подтверждается как вариациями Eh в приповерхностных слоях осадков приэкваториальной зоны [29], так и наличием в пелагических осадках Mn^{2+} . В 28-м рейсе НИС «Дм. Менделеев» Е. С. Базилевской было выполнено определение Mn^{2+} в осадках и конкрециях радиоляриевых пояса Тихого океана путем их обработки 1%-ной H_2SO_4 с нагреванием до кипения. Подобная методика ранее использовалась (2% H_2SO_4) для определения Mn^{2+} в конкрециях с параллельным контролем по активному кислороду [1]. По данным этих определений, содержание Mn^{2+} в радиоляриевых илах достигает десятков процентов, а в пелагических глинах нескольких процентов от общего Mn. В отличие от осадков гемипелагической области доля Mn^{2+} в окисленных осадках пелагиали постепенно падает вниз по колонкам.

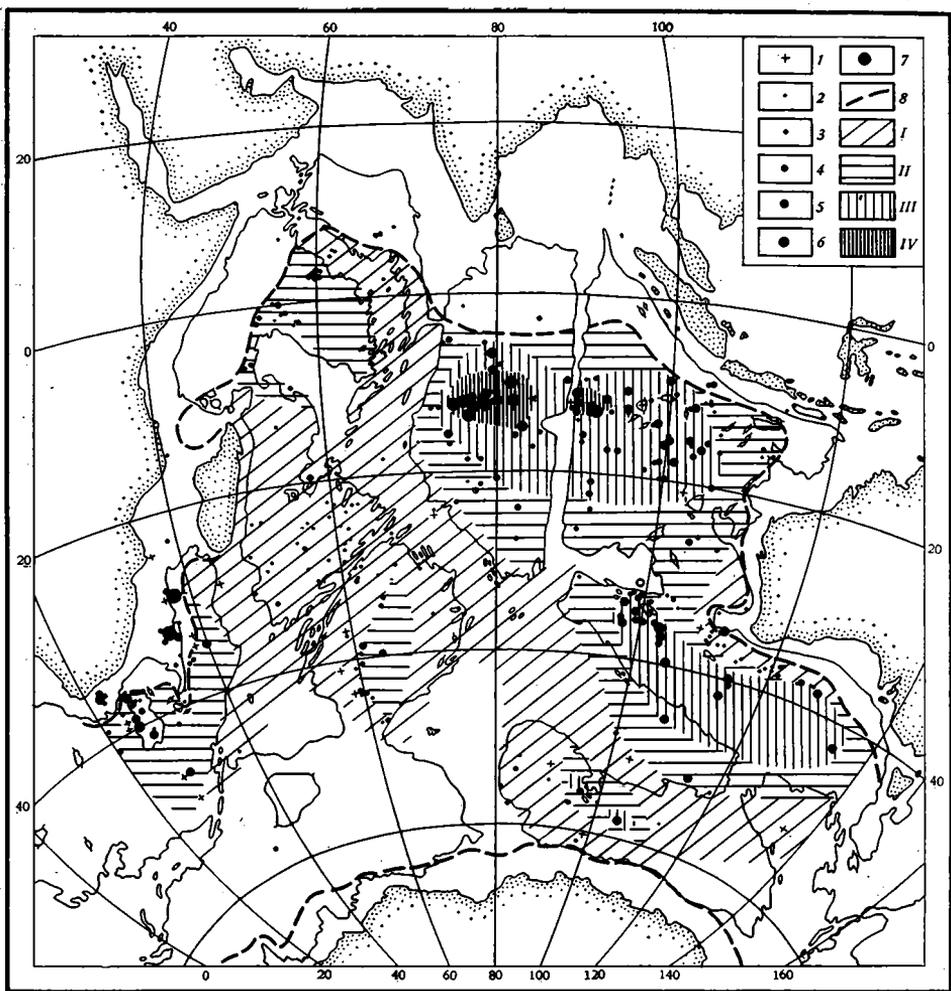
Восстановление Mn в окисленных пелагических осадках с низкими скоростями седиментации связано с разложением и постепенным окислением органического вещества и снижением Eh в поверхностных горизонтах осадков. Отмеченное в приэкваториальной зоне Тихого океана колебание Eh порядка 350—550 mv достаточно для восстановления Mn, но не затрагивает Fe [29]. Этим, по мнению П. Хальбаха с соавт. [29], можно объяснить и разделение Mn и Fe в пелагических осадках. По данным С. Е. Калверта и др. [20], Дж. Р. Хейна и др. [30] и др., разделение Mn и Fe в окисленных условиях радиоляриевых илов может быть обусловлено фиксацией подвижного Fe в феррисмектите, формирующемся в самом поверхностном слое осадков. В любом случае наличие Mn^{2+} в пелагических осадках служит доказательством участия диагенеза в формировании конкреций. Выразителем интенсивности этого процесса является отношение Mn/Fe.

Величина Mn/Fe в конкрециях пелагической области Индийского океана колеблется в пределах 0,3—6,7. На большей площади западной части океана в пределах Срединного хребта и прилегающих котловин величина Mn/Fe < 1. Среднее значение величины Mn/Fe в корках с поверхности коренных пород и глыбовых конкреций составляет 0,96 [13]. Значение Mn/Fe < 1 (в среднем 0,82) установлено нами и для корок зон разломов центральной части Тихого океана. Величина Mn/Fe, равная 1, по-видимому, может быть принята как показатель седиментационного генезиса рудных образований.

Преимущественно седиментационными являются и конкреции Мадагаскарской котловины и северной части котловины Крозе, характеризующиеся низкими величинами Mn/Fe (< 1, нередко < 0,75, фиг. 5) и преобладанием в марганцевой фазе δ -MnO₂. Приуроченные к высокоокисленным пелагическим глинам и их мергелистым разностям, осадкам с крайне низкими темпами осадконакопления и с низкими величинами C_{орг} (< 0,25%) [4], к районам с минимальной первичной продукцией вод [5], эти конкреции формируются в основном за счет непосредственного осаждения рудного вещества из морской воды с незначительным участием диагенетического перераспределения элементов в осадках [23]. Снижение величины Mn/Fe и обогащение Fe корок и конкреций Срединного хребта (района тройственного сочленения) и прилегающих котловин (фиг. 5), по-видимому, также связано с дополнительной поставкой Fe за счет подводного выщелачивания базальтов.

Низкие значения Mn/Fe (< 1) преобладают и в конкрециях из диатомовых илов Австрало-Антарктической котловины (см. фиг. 5). Повышенная железистость этих конкреций, по-видимому, связана с преимущественно седиментационным механизмом их образования в условиях высоких скоростей придонных течений и низких содержаний органического вещества (C_{орг} < 0,25%) [4]. На этом фоне встречаются конкреции с Mn/Fe 1,8—2,5, что, вероятно, связано с локальным увеличением содержания органического вещества и усилением диагенетического перераспределения элементов во вмещающих диатомовых илах.

Основная масса конкреций глубоководных котловин на глубинах, близких или глубже критической глубины карбонатакопления, характеризуется величинами Mn/Fe 1—2, часто менее 1,5 (в пелагических глинах Центральной котловины, котловины Вартон, Южной части котловины Крозе и Мозамбикской). Конкреции сложены преимущественно тодорокитом (в котловине Крозе — бернесситом) [23, 31]. На этом фоне в широтной приэкваториальной зоне океана, в области распространения радиоляриевых осадков (в Центральной котловине и котловине Вартон), примерно между 6—8° и 15—18° ю. ш. встречаются конкреции с повышенными значениями Mn/Fe (от 1,5 до 3, обычно более 2). При этом значения менее 2 обычно приурочены к мергелисто-кремнистым и карбонатным осадкам абиссальных холмов и гор. На глубинах ниже критической глубины карбонатакопления в радиоляриевых осадках величина Mn/Fe выше 2. Здесь же в Центральной котловине и западной



Фиг. 5. Отношение Mn/Fe в конкрециях

1—8 — значение отношения в масштабных знаках:

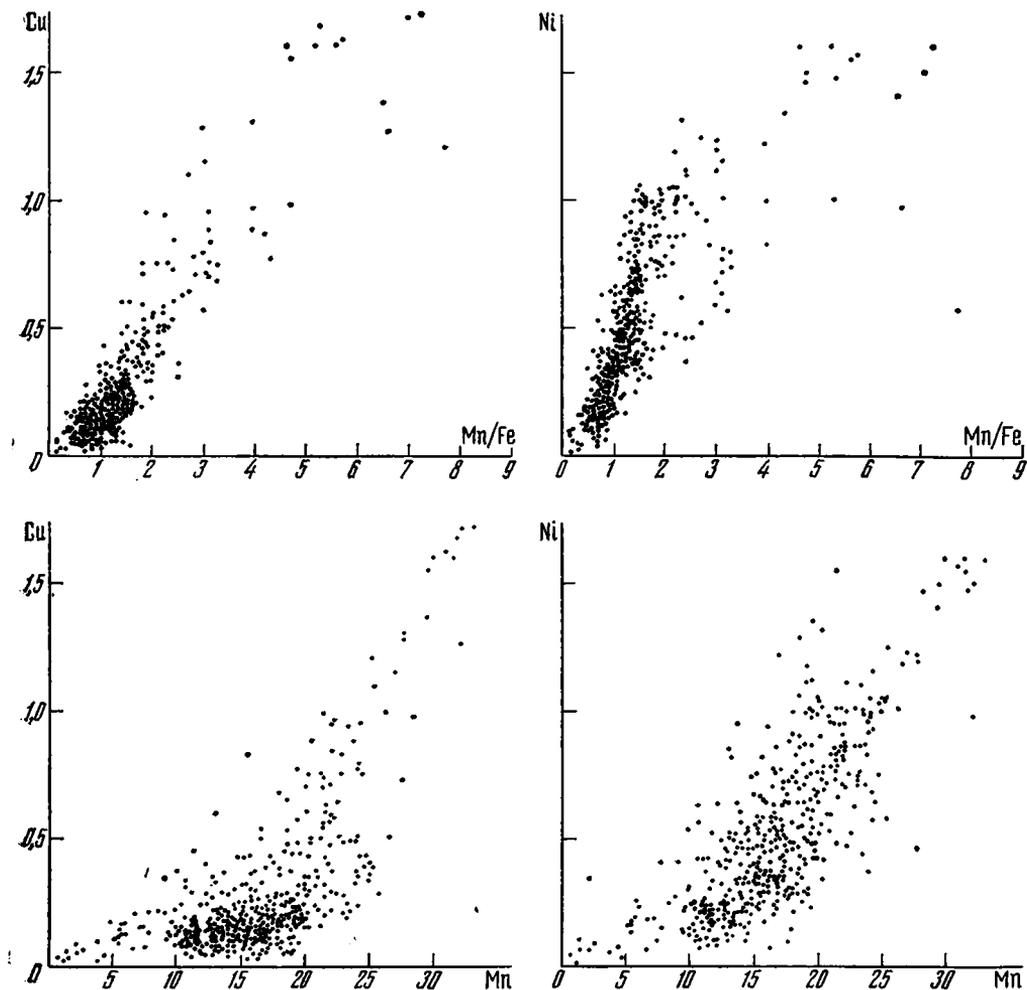
1 — $< 0,5$; 2 — $0,5-1$; 3 — $1-1,5$; 4 — $1,5-2$; 5 — $2-3$; 6 — $3-4$; 7 — > 4 ; 8 — граница мощности окисленного слоя осадков более 1 м; I—IV — фоновые значения: I — $< 1,0$; II — $1-1,5$; III — $1,5-3$; IV — > 3

части котловины Вартон между $10-12^\circ$ ю. ш. встречены конкреции с максимальными значениями Mn/Fe (3—6,8).

Возрастание величины Mn/Fe в конкрециях радиоляриевого пояса обусловлено увеличением биологической продуктивности вод и содержания $C_{орг}$ во вмещающих осадках (обычно $> 0,35$, до $0,68\%$ $C_{орг}$) [4, 10] и соответственно интенсификацией диагенетического перераспределения Mn. Этому также способствует высокая пористость радиоляриевых илов. Максимальные величины Mn/Fe соответствуют зоне экваториальной дивергенции вод, смещенной в Индийском океане примерно на $10-12^\circ$ ю. ш.

Вторая область повышенных значений Mn/Fe ($1,5-3,24$, обычно $2-2,5$) приурочена к конкрециям из пелагических глин и мергелистых илов Южно-Австралийской котловины. Увеличение Mn/Fe в конкрециях Южно-Австралийской котловины также, по-видимому, связано с возрастанием диагенетического перераспределения Mn. В пользу этого свидетельствует как несколько повышенное содержание в этих глинах $C_{орг}$ ($0,25-0,55\%$) [4], так и эвтрофные условия питания бентосной фауны [14].

Таким образом, изменение величины Mn/Fe в конкрециях пелагических районов океана обусловлено интенсивностью диагенетического пе-



Фиг. 6. Зависимость содержания Cu и Ni от Mn и величины отношения Mn/Fe

рераспределения элементов при формировании конкреций, т. е. в конечном итоге генетическими типами рудных образований. Это находит свое отражение в химическом и минеральном составе конкреций (с увеличением Mn/Fe отмечено возрастание доли и степени окристаллизации тодорокита, вплоть до формирования чисто тодорокитовых конкреций [15], и повышение содержания Ni, Cu), характере их поверхности и структуре рудного вещества [11, 29, 34].

Распределение малых элементов в конкрециях тесно связано с основными рудными компонентами Fe, особенно Mn, интенсивностью диагенеза и глубиной формирования конкреций. Связь малых элементов с Mn и Fe обусловлена их сорбцией из придонных и иловых вод и вхождением в кристаллическую часть Mn-фазы конкреций [16, 22]. Конкрекции преимущественно тодорокитового состава обычно обогащены Ni и Cu, с преобладанием в составе Mn-фазы δ -MnO₂ в конкрециях увеличивается содержание Co и Pd. Однако вариации состава конкреций нельзя объяснить только минеральным составом марганцевой фазы. Так, в преимущественно тодорокитовых [23] конкрециях радиоляриевого пояса Индийского океана содержания Ni и Cu колеблются в значительных пределах (2—5 раз). Сходные вариации Ni, Cu отмечены в рудном веществе верхней и нижней части индивидуальных конкреций, сложенных тодорокитом. Резкие колебания содержания Co и Pb отмечены в конкрециях, единственной Mn-фазой которых служит δ -MnO₂.

В конкрециях глубоководных котловин пелагической области элементы марганцевой группы (Ni, Cu) по характеру распределения близки с Mn, в распределении элементов группы Fe (Co и Pb) проступают черты сходства с Fe. В то же время в распределении Ni и Cu отмечена четкая связь с Mn/Fe: содержание этих элементов растет параллельно значению Mn/Fe. Это хорошо подтверждается графиками зависимостей соотношений связей Cu—Mn, Ni—Mn, Cu—Mn/Fe и Ni—Mn/Fe (фиг. 6). При близких величинах содержания Mn в конкрециях концентрация Cu и Ni четко связана с величиной Mn/Fe. Резко обогащенные Ni и Cu конкреции радиоляриевго пояса Центральной котловины Индийского океана отличаются максимальными величинами Mn/Fe.

Связь содержания Ni и Cu с Mn/Fe может быть интерпретирована как показатель их диагенетического перераспределения при формировании конкреций [12, 19]. Это находит свое отражение в структуре и силе корреляционных связей малых элементов с Mn и Fe [13]. В конкрециях с максимальными величинами Mn/Fe (радиоляриевый пояс Центральной котловины) отмечено четкое разделение элементов марганцевой и железистой группы; с высокими положительными значениями коэффициентов корреляции Mn с Ni, Cu (соответственно 0,72; 0,78) и отрицательными с Co и Pb соответственно 0,38; 0,07). По мере уменьшения отношения Mn/Fe в конкрециях уменьшается содержание Ni и Cu и значение коэффициентов корреляции их с Mn. Одновременно происходит уменьшение коэффициентов корреляции Co с Fe вплоть до его перехода в марганцевую группу. В преимущественно седиментационных конкрециях Мадагаскарской котловины с Mn/Fe=1 отмечена тенденция положительной корреляции Co с Mn (+0,26) и практически отсутствие его связи с Fe.

Подтверждением диагенетического разделения малых элементов вместе с Mn и Fe в процессе формирования конкреций служит асимметрия состава и строения большинства конкреций радиоляриевой зоны. Рудное вещество нижней погруженной в осадок части конкреций с высокими значениями Mn/Fe обычно резко обогащено Ni и Cu и обеднено Fe, Co и Pb [32]. Региональные вариации содержания малых элементов в конкрециях глубоководных котловин определяются сорбционной природой их связи с Mn и Fe и интенсивностью перераспределения элементов при формировании конкреций. В то же время только этим невозможно объяснить геохимические особенности конкреций радиоляриевой зоны, их обогащение Cu и высокие значения Cu/Ni.

Высокие концентрации Cu в конкрециях радиоляриевой зоны, по-видимому, обусловлены ее биогенным извлечением радиоляриями из поверхностных вод и освобождением Cu при растворении радиолярий после осаждения на дно. Этот процесс может привести к обогащению Cu иловых вод, ее усиленной сорбцией марганцем и наблюдаемому сдвигу отношения Cu/Ni [2, 12, 28 и др.].

Существенные коррективы в распределение малых элементов в конкрециях вносит также глубина их формирования. Максимальные значения Cu, Ni приурочены к конкрециям глубоководных котловин с глубинами, превышающими критическую глубину карбонатакопления. С уменьшением глубины в конкрециях подводных гор увеличивается содержание Co, Pb и резко падает содержание Cu. Максимальные концентрации Co, Pb встречены в конкрециях подводных гор северо-западной части Индийского океана на глубинах 1200—2500 м.

Увеличение содержания Co в конкрециях подводных гор идет параллельно с увеличением Mn. Резкое же снижение содержания Cu происходит вне зависимости от Mn. В то же время здесь сохраняется связь Ni с Mn и особенно с величиной Mn/Fe. Этот факт установлен для конкреций залегающих на карбонатных осадках с вершинных поверхностей гайотов западной части Тихого океана на глубине 1000—1500 м. В конкрециях с Mn/Fe=2—3 содержание Ni составляет 0,8—0,9%, т. е. сходно с содержанием Ni в конкрециях глубоководных котловин с аналогичными величинами Mn/Fe [9].

Возрастание содержания Со в конкрециях подводных гор, по-видимому, связано с окислением Co^{2+} в условиях активной динамики вод до Co^{3+} (возможно, и Pb^{2+} до Pb^{4+}) и его вхождением в структуру $\delta-MnO_2$ [18, 27].

Резкое снижение содержания Си в конкрециях подводных гор и поднятий Д. С. Кронан и С. А. Мурби [23] связывают с изменением ее концентрации в толще вод. При существенных колебаниях в верхних горизонтах водной толщи содержание Си обычно уменьшается на глубинах менее 1000 м (600—750 м) и затем постепенно возрастает с глубиной [17, 24]. В отличие от Си для Ni характерен максимум на глубинах 1000—1400 м, связанный с разложением мягких частей организмов [33].

Исходя из этих данных тенденция изменения содержания Ni и Си в верхних горизонтах водной толщи сходна с вышеотмеченным изменением содержания Ni и Си в конкрециях подводных гор. Однако решение проблемы изменения состава конкреций подводных гор, с нашей точки зрения, требует постановки специальных комплексных исследований, в том числе динамики и продуктивности вод, форм и концентраций элементов непосредственно в районах подводных гор.

Таким образом, региональные вариации состава конкреций связаны с фациальной обстановкой рудообразования, в частности с биологической продуктивностью вод и связанной с ней интенсивностью диагенетического перераспределения элементов, зональностью процессов биогенной седиментации, скоростями седиментации, характером рельефа и глубиной формирования конкреций, а также с локальным влиянием подводного вулканизма.

Литература

1. *Базилевская Е. С.* Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976, с. 71—86.
2. *Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф.* К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 18—37.
3. *Безруков П. Л.* Распределение и состав железомарганцевых конкреций.— Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975, с. 136.
4. *Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Распределение органического углерода в донных осадках.— Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975, с. 128.
5. *Кобленц-Мишке О. И.* Первичная продукция.— В кн.: Биология океана. Т. 1. М.: Наука, 1977, с. 62—64.
6. *Левитан М. А., Гордеев В. В.* Морфология и химический состав железомарганцевых конкреций центральной части Индийского океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 27—37.
7. *Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С., Агапова Г. В.* Фациальная обстановка распространения железомарганцевых конкреций в Тихом океане.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 7—36 (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 109).
8. *Мурдмаа И. О.* Океанские фации.— В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 269—307.
9. *Скорнякова Н. С.* Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 190—240 (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 109).
10. *Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Базилевская Е. С., Гордеев В. В.* Железомарганцевые конкреции восточной части Индийского океана (зональная и локальная изменчивость).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 3, с. 3—18.
11. *Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г.* Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиояриетного пояса Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 79—90.
12. *Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Основные закономерности распространения и состава полей океанских железомарганцевых конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 51—63.
13. *Скорнякова Н. С., Ванштейн Б. Г.* Железомарганцевые конкреции Индийского океана (результаты статистической обработки данных).— Литол. и полезн. ископ., 1983, № 2, с. 86—98.
14. *Соколова М. Н.* О глобальном распространении трофических областей на ложе океана.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1, с. 250—254.
15. *Чудаев О. В., Скорнякова Н. С., Пуцаровский Д. Ю., Холодкевич И. В., Худоложkin В. О.* Минеральный состав железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, т. 269, № 6, с. 1444—1448.
16. *Barnes S. S.* Minor element composition of ferromanganese nodules.— Science, 1967, v 157, № 3784, p. 63—65.

17. Boyle E. A., Sclater F. R., Edmond J. M. The distribution of dissolved copper in the Pacific.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, № 37, p. 38—54.
18. Burns R. G., Burns V. M. Mineralogy of manganese nodules.— In: *Marine Manganese Deposits*/Ed. Glasby G. P. Amsterdam: Elsevier, 1977, p. 185—228.
19. Calvert S. E., Price N. B. Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediment from the Pacific ocean.— *Marine Chem.*, 1977, v. 5, № 1, p. 43—74.
20. Calvert S. E., Price N. B., Heath G. R., Moore T. C. Jr. Relationship between ferromanganese nodules compositions and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific.— *J. Marine Res.*, 1978, v. 36, № 1, p. 161—183.
21. Cronan D. S., Tooms J. S. Geochemistry of manganese nodules from the N. W. Indian ocean.— *Deep-sea Res.*, 1967, v. 14, № 2, p. 77—89.
22. Cronan D. S., Tooms J. S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1969, v. 16, № 4, p. 335—359.
23. Cronan D. S., Moorby S. A. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Indian Ocean.— *J. Geol. Soc.*, 1981, v. 138, p. 527—539.
24. Danielson L.-G. Cd, Co, Cu, Fe, Pb, Ni and Zn in Indian ocean water.— *Marine Chem.*, 1980, № 8, p. 199—215.
25. Frazer J. Z., Wilson L. L. Manganese nodule deposits in the Indian ocean.— *Sio reference series 79—18*, Scripps Inst. of Oceanography, La Jolla, 1979. 79 p.
26. Glasby G. P., Tooms J. S., Howarth R. J. The geochemistry of manganese nodules from the Northwest Indian ocean.— *N. Z. J. Sci.*, 1974, 17, № 3, p. 387—407.
27. Goldberg E. D. Chemistry of the oceans.— *Oceanography. Amer. Assoc. Advanc. Sci.*, Wash., 1961, № 67, p. 583—597.
28. Creenstate I. L., Frazer I. Z., Arrhenius G. Origin and deposition elements in the seabed.— In: *Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration*/Ed. Morgensteib M. Honolulu, Hawaii, 1973, p. 45—60.
29. Halbach P., Scherhag C., Heibisch U., Marchig V. Geochemical mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean.— *Miner. Deposits*, 1981, v. 16, p. 59—84.
30. Hein J. R., Ross C. R., Alexander E., Yeh H. W. Mineralogy and diagenesis of surface sediments from Domes area A, B and C.— In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*/Eds Bischoff J. L., Piper D. Z. N. Y.: Plenum Press, 1979, p. 365—396.
31. Leclaire L., Persen E. A. Mineralogie, composition chimique et milieux de sedimentation de concrections polymetallique dans l'Ocean Indien.— In: *Sur la genese des nodules de manganese*/Ed. Lalou C. Gif-sur-Yvette, France, September, 1978.— *Proc. Int. Con. C. N. R. S.*, 1979, № 289, p. 23—38.
32. Raab W. Physical and chemical features of Pacific deep sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules.— In: *Papers conf. on Ferromanganese Deposits on the Ocean. Floor*/Ed. Horn D. R. Wash., D. C., 1972, p. 31—49.
33. Sclater F. R., Boyle E., Edmond J. M. On the marine geochemistry of Ni.— *Earth und Planet. Sci. Lett.*, 1976, № 31, p. 119—128.
34. Sorem R. K., Reinhart W. R., Fewkes R. H., McFarland W. D. Occurrence and character of manganese nodules in Domes Sites A, B and C, East Equatorial Pacific ocean.— In: *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*/Eds Bischoff J. L. Piper D. Z. N. Y.: Plenum Press, 1979, p. 475—528.
35. Summerhayes C. P., Willis J. P. Geochemistry of manganese deposits in relation to environment of the sea floor around Southern Africa.— *Marine Geol.*, 1975, v. 18, № 3, p. 159—173.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.315(470.5)

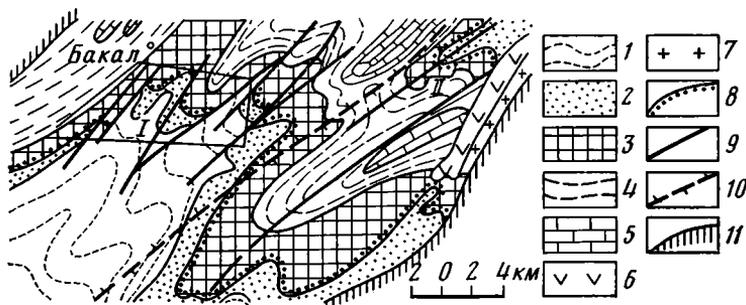
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СИДЕРИТОВ
В БАКАЛЬСКОМ РАЙОНЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ДУНАЕВ В. А.

Бакальский район, известный уникальными запасами сидеритовых руд, расположен в Тараташском антиклинории Западно-Уральского поднятия [9]. Существующие представления о факторах локализации сидеритов этого района противоречивы. Сторонники гидротермально-метасоматического генезиса сидеритов считают, что они тяготеют к полям диабазовых даек и размещаются в карбонатных породах под влиянием разрывных нарушений, экранных поверхностей и прежде всего плоскости несогласия между бурзянской и юрматинской сериями отложений [5, 7, 13]. По мнению исследователей, признающих осадочную природу сидеритов, рудные тела приурочены к зонам фациального перехода карбонатных пород в терригенные [3, 10]. Проведенные нами исследования собственно Бакальских месторождений в карьерах и по керну скважин совместно с обобщением материалов геологоразведочных работ позволили критически оценить и уточнить изложенные выше представления. Кроме того, изучение недавно открытого Елового месторождения дало возможность сравнить особенности локализации сидеритов в различных структурно-литологических обстановках.

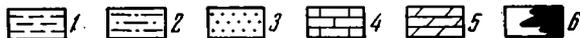
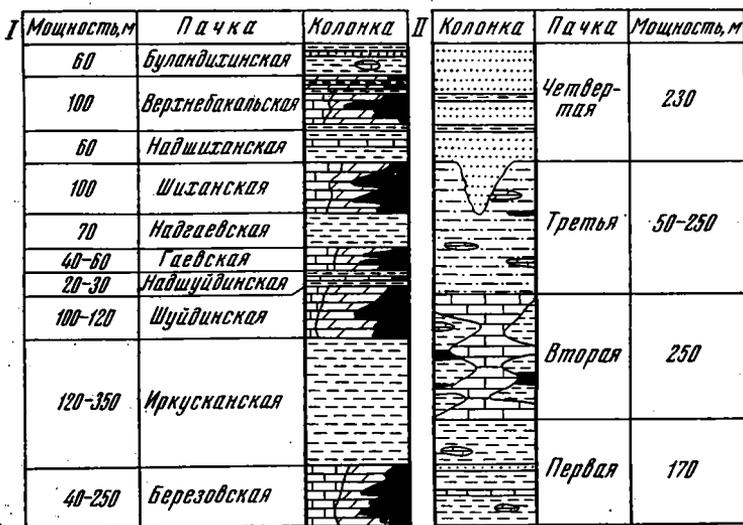
Район сложен породами рифея, образующими два структурных яруса: нижний — бурзянский и верхний — юрматинский (фиг. 1). Бурзянский ярус включает существенно доломитовую саткинскую и перекрывающую ее карбонатно-терригенную бакальскую свиту. Юрматинские осадки залегают на размывтой поверхности пород нижнего яруса с угловым несогласием. Они представлены (снизу вверх) кварцитами зигальгинской свиты и песчано-сланцевой зигазино-комаровской свитой. Стратиграфическая приуроченность сидеритового оруденения выражена достаточно отчетливо. Если не считать единичных находок маломощных (до 20 см) прослоев сидеритизированных песчаников и сидеритов в зигазино-комаровской свите, руды локализуются исключительно в толще бакальской свиты, точнее, в породах ее верхней подсвиты.

Область развития отложений бакальской свиты разделяется на две фациальные зоны, западную и восточную [9]. Нижняя подсвита в обеих зонах по составу песчано-сланцевая. В западной зоне мощность ее равна 400, а в восточной уменьшается до 200 м. Мощность верхней подсвиты 750—850 м. В западной зоне она имеет ритмическое строение, выраженное чередованием пачек существенно сланцевого состава и сложенных карбонатными породами, преимущественно доломитами (фиг. 2). Карбонатные породы составляют 55% объема подсвиты. В восточной зоне верхняя подсвита, известная под названием маткальской толщи, по данным Бакальской ГРП (Е. Р. Фролов, Л. М. Мочалова) включает в себя четыре пачки. Первая пачка залегает в основании толщи и сложена углистыми аргиллитами с прослойками алевролитов и кварцевых песчаников, редкими маломощными линзами известняков и доломитов. Вторая пачка характеризуется значительной фациальной изменчивостью и на расстоянии 0,5—1 км по латерали состав ее меняется от известнякового до известняково-



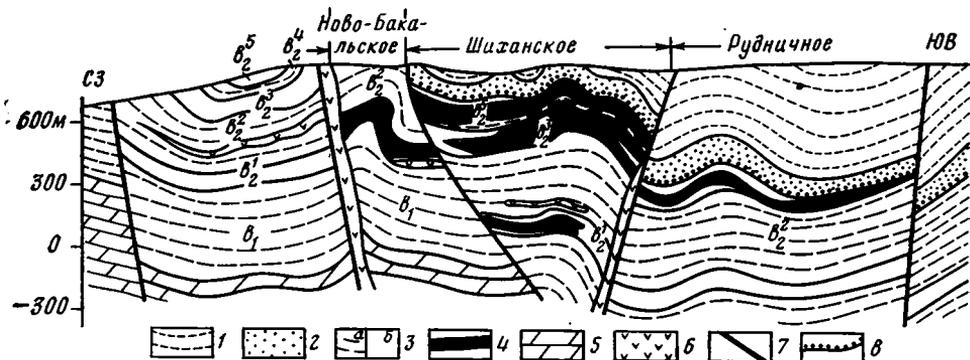
Фиг. 1. Схема геологического строения Бакальского района (по И. Л. Соболеву с дополнениями)

Осадочные породы рифея (1—5): 1 — зигазино-комаровской свиты; 2 — зигальгинской свиты; 3 — верхнебакальской подсвиты; 4 — нижнебакальской подсвиты; 5 — саткинской свиты; 6 — диабазы; 7 — гранитоиды; 8 — граница межформационного несогласия; 9 — разрывные нарушения; 10 — граница между фациальными зонами верхнебакальской подсвиты; 11 — контуры Тараташского антиклинория. I — Бакальское рудное поле; II — Еловое месторождение



Фиг. 2. Литологические разрезы верхнебакальской подсвиты в западной (I) и восточной (II) фациальных зонах (по материалам Бакальской ГРП)

1 — существенно глинистые породы (сланцы, аргиллиты); 2 — песчано-глинистые породы; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — сидериты



Фиг. 3. Геологический разрез Бакальского рудного поля (по Л. В. Зуеву)

Осадочные породы (1—5): 1 — зигазино-комаровской свиты; 2 — зигальгинской свиты; 3 — бакальской свиты; а — сланцы, песчаники, б — доломиты; индексами обозначены пачки: v_1 — макардовская; v_2^1 — березовская; v_2^2 — иркутская; v_2^3 — шуйдинская; v_2^4 — надшуйдинская; v_2^5 — гаевская; 4 — сидеритовые тела; 5 — доломиты саткинской свиты; 6 — диабазы; 7 — разрывные нарушения; 8 — граница межформационного несогласия

терригенного. Третья пачка преимущественно песчано-глинистая, а четвертая сложена песчаниками и алевропесчаниками. Объем карбонатных пород в разрезе толщи составляет около 10%. Таким образом, по строению разреза верхнебакальской подсвиты восточная зона отличается от западной гораздо меньшим объемом карбонатных пород при преобладании среди них известняков, значительно более грубым кластическим материалом в терригенных осадках, большей фациальной изменчивостью.

Режим развития района в рифе — типичный миогеосинклинальный со слабым проявлением складчатости и магматизма. В венде (байкальский тектоно-магматический цикл) в районе проявилась интенсивная складчатость, в результате чего дислоцированные слои приобрели северо-восточное простирание, образовались разрывы аналогичной ориентировки, по которым внедрились диабазовые дайки [4, 13]. Именно в это время район приобрел современные черты складчато-блокового строения. На его территории выделяются (с запада на восток) Силгинская антиклиналь, Бакальская синклиналь и Уванская антиклиналь, которые осложнены складками второго и третьего порядка.

В западной фациальной зоне расположено Бакальское рудное поле с запасами сидеритовых руд около 1 млрд. т, приуроченное к одноименной синклинали. Сидериты размещаются во всех пяти карбонатных пачках, образуя разделенные сланцевыми пачками рудные зоны, гофрированные и смещенные разрывами в соответствии со

складчато-блоковой структурой района (фиг. 3). Рудные зоны ориентированы субширотно и представлены одним — тремя крупными пластовыми телами длиной до 2—3 км и мощностью до 80—100 м, которые сопровождаются мелкими сидеритовыми пластами и линзами. В пачках, залегающих выше беззювской, они с юга клинообразно ограничиваются плоскостью межформационного несогласия. Важно отметить первичную непрерывность рудных зон и в связи с этим условность выделенных границ месторождений, за которые обычно принимались крупные разрывы или линии эрозионного среза рудовмещающих карбонатных пачек.

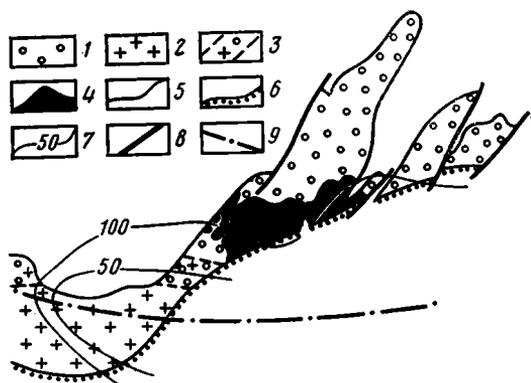
Ранее нами [6] установлено, что изначальное размещение сидеритов Бакальского рудного поля не зависело от разрывных нарушений, в том числе «залеченных» диабазовыми дайками, и складок северо-восточного простирания, поскольку рудные зоны ориентированы резко несогласно по отношению к этим структурным элементам. Другими словами, оруденение не связано с бакальским тектоно-магматическим циклом. Плоскость межформационного несогласия также не влияла на локализацию сидеритов, о чем свидетельствует сидеритонность беззювской пачки, не затронутой дозигальгинским разрывом, и наличие субширотно ориентированных участков повышенной мощности сидеритов как под плоскостью несогласия, так и за пределами ее влияния.

Наряду с указанным выше стратиграфическим контролем сидеритов Бакальского рудного поля имеет место и литолого-фациальный. Продуктивная верхнебакальская подсвита отличается ритмическим чередованием карбонатных и сланцевых пачек. Рудное поле локализовано на склоне субширотного конседиментационного поднятия в зоне, характеризующейся определенными мощностями карбонатных пачек и их доломитовым составом. К югу от рудного поля по направлению к оси поднятия намечается уменьшение мощности этих пачек и смена доломитов известняками (фиг. 4). О поднятии морского дна в районе рудного поля в период формирования верхнебакальской подсвиты свидетельствует наличие в ее составе мелководных водорослевых и хемогенных фаций карбонатных пород.

Стратиформность и литолого-фациальный контроль оруденения, отчетливо проявленные на уровне рудных зон, — убедительные доказательства первично осадочного происхождения сидеритов Бакала. Однако при детальном изучении непосредственно сидеритовых пластов обнаруживаются локальные несогласия их границ со слоистостью вмещающих пород, на что ранее указывали А. Л. Яницкий и О. П. Сергеев [13], Ю. А. Давыденко [5], Л. В. Анфимов и Н. В. Гринштейн [1] выявили сквозное развитие сидеритов по различным фациям карбонатных пород. В этой же работе на основании результатов анализа водных вытяжек из сидеритов и доломитов показано, что отношение в них $\text{Vg}/\text{Cl} \cdot 10^3$ типично для осадочных пород. Методом гомогенизации газово-жидких включений установлен низкотемпературный (120°C) режим образования сидеритов Бакала [2]. Приведенный материал доказывает участие в формировании сидеритовых тел кроме первичного осаждения карбоната железа и метасоматических процессов, которые осуществлялись на стадии катагенеза под влиянием седиментогенных вод, содержащихся в карбонатных илах.

Нельзя согласиться с мнением Л. В. Анфимова и Н. В. Гринштейн [1] о том, что водорослевые биостромы в рудовмещающих пачках Бакала свидетельствуют об отсутствии условий для седиментогенеза углекислого железа, а сидериты образовались под воздействием на доломиты и известняки железозонных растворов, отжатых при диагенезе из глинистых осадков. На существование низших водорослей, с которыми связаны строматолиты Бакала, не влияют ни соленость, ни температура воды [8], т. е. они находились в аномальных, непригодных для более организованных водорослей, условиях, при которых возможно сидеритообразование. Глинистые отложения в виде подстилающих карбонатные породы пластов или в переслаивании с ними широко распространены по латерали и в разрезе рифейских отложений района [9], и если бы за генезис сидеритов были ответственны отжатые из этих отложений воды, то и сидеритовые руды имели бы аналогичное распространение, что не согласуется со стратиграфическим контролем оруденения и локальной приуроченностью его к конседиментационному поднятию.

Степень катагенетических изменений минерального вещества бакальской свиты отвечает стадии позднего метакатагенеза [12]. Дополнительные его преобразования связаны с динамическим метаморфизмом бакальского тектоно-магматического цикла и гидро-

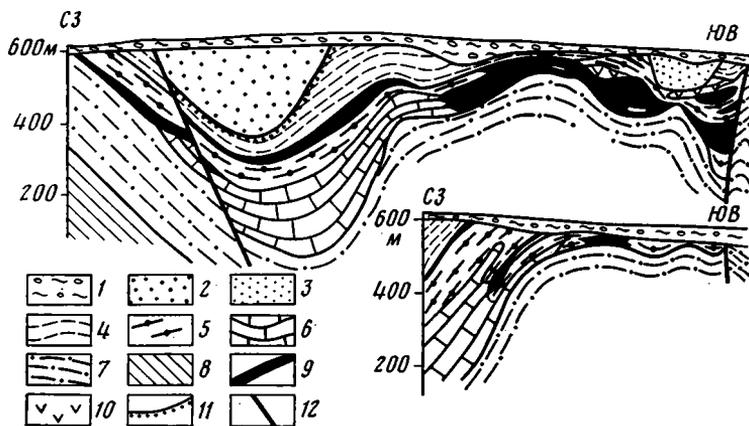


Фиг. 4. Литолого-фациальный план шуйдинской пачки

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — переходная зона, представленная доломитами и известняками; 4 — сидериты; 5 — граница эрозионного среза пачки; 6 — граница среза пачки плоскостью межформационного несогласия; 7 — изопакиты и их значения, м; 8 — разрывные нарушения; 9 — ось древнего поднятия

термальную деятельность в связи с диабазовым магматизмом указанного цикла. Вследствие этого сидериты приобрели кристаллически-зернистый облик, произошло некоторое перераспределение рудного вещества с образованием сидеритовых жил и прожилков. Результаты наших наблюдений свидетельствуют об их незначительном развитии. Например, в крупном Новобакальском карьере зафиксировано всего 30 прожилков мощностью 2—15 см и несколько зон дробления, представленных брекчиями с сидеритовым цементом. Прожилки пересекают как сланцы и вмещающие оруденение карбонатные породы, так и пластовые залежи сидеритов. В отличие от последних сидериты прожилков имеют более светлую окраску, крупнозернистые, часто ассоциируют с кварцем и сульфидами.

В восточной фашиальной зоне верхнебакальской подсвиты пока обнаружено одно Еловое месторождение сидеритов, в большей своей части превращенных в бурые железняки. Запасы его составляют около 20 млн. т руды. Ряд мелких соседних с Еловым месторождений бурых железняков (Новокаральское, Лесное и др.) в первичном виде были, по всей вероятности, также представлены сидеритами. Еловое месторождение расположено в районе Зюраткульской синклинали, являющейся складкой второго порядка по отношению к Уванской антиклинали. Рудоносной является вторая



Фиг. 5. Геологические разрезы Елового месторождения (по Е. Р. Фролову и Л. М. Мочаловой)

1 — четвертичные отложения; 2 — кварциты зигальгинской свиты; 3—7 — различные породы начал верхнебакальской подсвиты: четвертой (3), третьей (4), второй (5 — глинистые; 6 — известняки), первой (7); 8 — песчаноглинистые породы нижнебакальской подсвиты; 9 — рудные тела; 10 — диабазы; 11 — граница межформационного несогласия; 12 — разрывные нарушения

пачка, для которой характерна высокая фашиальная изменчивость по латерали. В ядре синклинали и в восточной части ее южного крыла пачка сложена преимущественно известняками. В направлении к крыльям синклинали пласт известняков расщепляется и они постепенно вытесняются терригенными породами (фиг. 5).

Оруденение локализуется в виде согласных с залеганием пород пластов и линз. Руды в разрезе и по латерали переходят в известняки. Большая часть запасов руд сосредоточена в одной залежи площадью 750×1200 м и средней мощностью 50 м при частных ее колебаниях от 25 до 110 м. Основная залежь сопровождается мелкими пластами и линзами. Рудная зона ориентирована под углом 60° к простиранию складок и разрывов, а участки повышенной мощности руд пространственно не связаны с этими структурными элементами, что свидетельствует об отсутствии их влияния на локализацию сидеритов. Дозигальгинский размыв не затронул продуктивную пачку, так что особенности размещения сидеритов не связаны с плоскостью межформационного несогласия. Отчетливо намечается литолого-фашиальный контроль оруденения. Он выражен в приуроченности руд к зоне уменьшения мощности продуктивной пачки и фашиального перехода слагающих ее известняков в терригенные породы.

По возрасту и составу вмещающих пород, условиям залегания и характеру литолого-фашиального контроля сидеритовое оруденение Елового месторождения близко к недавно обнаруженным скоплениям сидеритов в рифейских отложениях Кочетавского массива в Казахстане [11]. Сходство подчеркивается также тем, что сидеритовые руды обоих месторождений преимущественно пелитоморфные, часто брекчиевидные, причем сидерит в обломках и цементе идентичен. С учетом сказанного выше наиболее вероятен осадочный генезис сидеритов Елового месторождения. Видимо, сидеритовые руды образовались в области локальных поднятий морского дна, чем и объясняются уменьшение в зоне их развития мощности продуктивной пачки, фашиальное замещение карбонатных пород терригенными, образование конседиментационных рудных брекчий. Таким образом, как для Бакальского рудного поля, так и Елового месторождения установлена независимость оруденения от структурных факторов и

наличие стратиграфического и литолого-фациального контроля его локализации, что обусловлено первично-осадочным генезисом этих рудных объектов.

Однако в связи с формированием в различных фациальных зонах для каждого из них характерны свои особенности локализации и вещественного состава сидеритовых руд. В отличие от Бакала на Еловом месторождении литолого-фациальный контроль оруденения выражен более четко и сидериты ассоциируют не с доломитами, а с известняками, что проявляется в резко пониженной магнезиальности руд. Кроме того, сидериты указанного месторождения отличаются от бакальских широким развитием конседиментационных рудных брекчий, большой примесью терригенного материала, а соответственно и более высокими содержаниями глинозема и кремнезема, худшим качеством образованных по ним бурых железняков.

Вместе с тем имеется ряд отличий между сидеритами сравниваемых объектов, которые не могут быть обусловлены разницей в условиях осадконакопления. Сидериты Бакала полностью перекристаллизованы, а для Елового месторождения более характерны пелитоморфные и тонкозернистые сидериты. На этом месторождении в значительно меньших масштабах по сравнению с Бакалом проявлена жильная сидеритовая минерализация — зафиксированы лишь тонкие (первые мм) прожилки. По нашему мнению, указанные различия обусловлены более интенсивным проявлением процессов катагенеза, а также связанного с байкальским циклом тектогенеза метаморфизма руд и пород в Бакальской синклинали по сравнению с ограничивающими ее антиклиналями. На Бакальском рудном поле глинистые породы превращены в сланцы, а на Еловом месторождении (Уванская антиклиналь) они имеют вид аргиллитов, алевролитов. В районе Бакала более напряженная складчато-разрывная тектоника (см. фиг. 1), гораздо больше даек диабазов.

Выводы. 1. Размещение сидеритов Бакальского района не зависит от разрывных и складчатых дислокаций, диабазовых даек, экранных поверхностей, а контролируется стратиграфически и литолого-фациально, что обусловлено первично-осадочным их генезисом на участках конседиментационных поднятий.

2. В западной фациальной зоне продуктивной верхнебакальской подсветы, характеризующейся ритмичным переслаиванием карбонатных и терригенных пород, представленных примерно в одинаковых объемах, сидеритовое оруденение имеет крупные масштабы, ассоциирует с доломитами, а в восточной зоне преимущественно терригенного профиля образует мелкие месторождения, связано с известняками и отличается широким развитием конседиментационных брекчий, значительной примесью терригенного материала.

Литература

1. Анфимов Л. В., Гринштейн Н. В. Масштаб сидеритового метасоматоза и его возможная природа на Бакальских железорудных месторождениях (Южный Урал).— В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981, с. 85—89.
2. Бояркин А. П. Термобарогеохимические исследования минерального состава руд и вмещающих пород сидеритовых и магнезитовых месторождений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал).— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 6, с. 118—122.
3. Бургала Н. К. Минералого-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Изд-во АН СССР, 1967, с. 14—122.
4. Гаррис М. А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
5. Давыденко Ю. А. О взаимоотношениях сидеритовых руд Бакала (Урал) со слонистыми породами.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 705—708.
6. Дунаев В. А. О факторах локализации сидеритов Бакала.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 11, с. 44—50.
7. Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении руд Бакала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 39 с.
8. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
9. Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 131 с.
10. Старостина З. М. Об условиях размещения сидеритовых руд во вмещающих породах Бакальской группы месторождений (Южный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 7, с. 40—59.
11. Созинов В. А. О сидеритах в отложениях позднего докембрия Қокчетавского массива (Северный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 104—108.
12. Тимофеева З. В., Карпова Г. В. Новые данные о вещественном составе сидеритовых отложений рифея Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1423—1427.
13. Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 111.

МЕТОДИКА

УДК 551.122 : 552.08

МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ФОРМЫ ПЕСЧАНЫХ ЗЕРЕН

ЗИЛЬБЕРШТЕЙН А. Х., КАШИК Д. С., РОММ Г. М.

Наряду с размером и минеральным составом форма является одним из важнейших признаков обломочных пород. Она несет информацию об условиях формирования минерала и его последующей геологической истории, влияет на качество и технологические свойства минерального сырья.

Форма обломочных частиц в осадочных породах определяется как их первоначальной кристаллографической формой, так и физико-химическими процессами, приводящими к ее изменению во время переноса и в ходе формирования осадочных пород. Транспортировка частиц практически любым способом приводит к тому, что их форма под влиянием соударений между частицами и эрозионного действия среды изменяется.

В то же время попытки нахождения функциональной зависимости изменения формы от времени и расстояния переноса частиц встречаются определенные трудности. Абразия устойчивых минералов как в водной, так и в воздушной среде происходит чрезвычайно медленно [5, 2, 12], и кварц-полевошпатовые пески не могут достичь высокой степени окатанности за один цикл седиментации [15]. В ряде случаев [8, 13] окатанность частиц не увеличивается, а, наоборот, уменьшается по мере транспортировки обломочного материала. Эти данные могут указывать на преобладание процесса дифференциации, происходящего в результате различных скоростей транспортировки и осаждения разных по форме частиц, над абразией последних.

Рассмотрение поведения частиц в воздушном и водном потоке [3, 10, 14] показало, что величина сил, влияющих на скорость и дальность переноса частицы, зависит от ее формы, поэтому она может определять поведение частицы при транспортировке и осаждении. Скорость осаждения частицы (ω), определяемая взаимодействием текучей среды и отдельного зерна для тел с одинаковым по площади поперечным сечением (размером) и плотностью при постоянных параметрах течения, выражается формулой:

$$\omega = \sqrt{K \frac{1}{C_D}}, \text{ где } K \text{ — постоянный коэффициент, отражающий соотношение плотностей}$$

среды и зерна и ускорение силы тяжести, C_D — коэффициент торможения, зависящий от формы зерна, поскольку от формы зависит его коэффициент трения [3]. Отсюда следует, что при одинаковых размерах и плотности частицы с меньшим коэффициентом трения (более окатанные) осаждаются быстрее, чем частицы с большим коэффициентом трения (менее окатанные).

Таким образом, в качестве параметра, количественно описывающего форму частицы, может быть использован коэффициент трения, а метод разделения частиц по коэффициенту трения может служить моделью механизма дифференциации их при транспортировке.

Нами был рассмотрен метод разделения частиц в зависимости от их коэффициентов трения на вибрирующей поверхности. Принципиальная возможность разделения частиц песчаной размерности по форме на вибрирующей поверхности была показана в работах Е. В. Рухиной и др. [7] и Л. Б. Рухина [6].

Разделение частиц по форме в зависимости от их коэффициентов трения было нами проведено на установке, созданной на основе вибросепаратора К-1780 [4].

Метод основан на разделении частиц по форме на вибрирующей вогнутой наклонной шероховатой поверхности. Использовалась поверхность размера 1080·760 мм, радиуса кривизны 6000 мм, с углом наклона $\sim 10^\circ$; шероховатость поверхности обеспечивалась карбидом кремния с размером зерен 0,08—0,10 мм. По периметру рабочей поверхности располагались 13 приемных ячеек, соответствующих различным углам наклона поверхности.

Механизм разделения частиц на вибросепараторе объясняется следующим образом: частица под действием вибрации движется вверх по поверхности в сторону увеличения угла наклона. Когда скатывающая сила, действующая на частицу, становится равной силе трения частицы о поверхность, скорость (v) частицы вдоль направления увеличения угла наклона обращается в ноль и частица благодаря постоянному поперечному наклону поверхности попадает в приемную ячейку. Легко показать, что условие равенства нулю скорости v частицы на поверхности с углом наклона α имеет следующий вид: $fP \cos \alpha = P \sin \alpha$, откуда $f = \operatorname{tg} \alpha$, где P — вес частицы, f — коэффициент трения покоя, равный в случае вибрирующей поверхности наименьшему значению коэффициентов трения качества (f_k) и скольжения (f_e) данной частицы. $f_k =$

$$= \frac{a}{2h} \quad (\text{где } a \text{ — размер грани, } h \text{ — расстояние от центра тяжести частицы до этой}$$

грани). Откуда следует, что f_k определяется собственно формой частицы (а f_c — характером ее поверхности).

Отметим, что величина f_k для частицы неправильной формы различна для разных граней. В условиях вибрации частица непрерывно поворачивается и скатывается до тех пор, пока f_k не достигнет минимума для данной частицы. Если рассмотреть частицы правильной призматической формы, то можно показать, что для них $f_k = \frac{a}{2h} = \operatorname{tg} \frac{\pi}{n}$, где n — число призматических граней частицы и изменяется от ∞ (при $n=2$, что соответствует плоской частице) до 0 (при $n=\infty$, что соответствует цилиндрической частице) [1]. Это значит, что при постоянном f_c плоские, неокатанные частицы ($f_k \rightarrow \infty$) будут двигаться вверх по поверхности в направлении возрастающих углов наклона, тогда как окатанные ($f_k \rightarrow 0$) будут скатываться в ячейку, соответствующую наименьшему углу наклона.

Таблица 1

Зависимость минимального коэффициента трения (f) и среднего коэффициента трения покоя (f_n) частиц из ячеек, соответствующих различным углам наклона поверхности вибросепаратора (α)

№ ячейки	α	f	f_n	№ ячейки	α	f	f_n
1	10°	<0,18	<0,38	8	23°	0,43	0,67
2	12°	0,21	0,43	9	26°	0,49	0,72
3	14°	0,25	0,46	10	28°	0,54	0,76
4	16°	0,28	0,49	11	31°	0,60	0,81
5	18°	0,32	0,51	12	32°	0,63	0,87
6	20°	0,36	0,55	13	33°	0,65	0,90
7	22°	0,39	0,60				

На аналогичной шероховатой наклонной плоскости были измерены коэффициенты трения покоя (f_n) частиц, соответствующих каждой из 13 ячеек. Так как вибрация приводит к сепарации частиц по их минимальному коэффициенту трения f , то разность $\delta f = f_n - f > 0$. Показано, что δf не зависит от номера ячейки (угла наклона) и составляет $\delta f = 0,23 \pm 0,02$ (табл. 1). То обстоятельство, что $\delta f = \text{const}$ для всех ячеек вибросепаратора, является дополнительным подтверждением того, что данным способом определяется именно коэффициент трения.

Погрешность Δf определения коэффициента трения (f) определяется угловым расстоянием между соседними ячейками и составляет $\Delta f \approx 0,015 - 0,020$. Коэффициенты вариации разделения частиц по ячейкам (V), определенные по выборке из 20 образцов, колеблются в пределах 2—7% для различных ячеек.

Следует особо отметить влияние размера и массы частиц на результаты анализа формы частиц с помощью вибросепаратора. Хотя в работе Д. А. Плюсса [4] показано, что сепарация по удельному весу на вибрирующей поверхности не происходит, так как величина импульса вибрации постоянна, поэтому осуществляется разделение частиц по массе. Из этого следует, что материал, состоящий из частиц одного удельного веса и одинаковой формы, может быть разделен на вибросепараторе по размеру [1, 4]. Поэтому для оптимального разделения частиц по форме на вибросепараторе и исключения влияния на вибросепарацию их массы следует использовать материал, состоящий из частиц близкого удельного веса и узкоклассифицированный по размеру.

При морфометрическом анализе практически любым способом для получения сопоставимых данных используется обычно одна, по возможности узкая гранулометрическая фракция, так как частицы одного и того же минерала, но разных размеров в одних и тех же условиях окатываются в разной степени. При этом с увеличением размера окатанность возрастает, достигая максимальной при размере $\sim 0,7$ мм, нижний же предел окатанности равен, по-видимому, 0,05 мм для эоловых и 0,10—0,15 мм для водных песков [9]. Частицы меньшего размера, переносимые во взвеси, не окатываются, видимо, вовсе.

При выборе фракции для морфометрического анализа следует учесть, что фракции в диапазоне от 0,15 до 0,31 мм, используемые обычно для этого вида анализа, считаются наиболее информативными при геологической интерпретации [3, 9].

Нами была использована гранулометрическая фракция 0,250—0,315 мм, так как при анализе формы на вибросепараторе частиц различной крупности породообразующих минералов (кварца и полевых шпатов) с близкими удельными весами ($\approx 2,7 \pm 0,1$) было установлено, что форма частиц этого размера изменяется в наиболее широком диапазоне, что обеспечивает наилучшую сепарацию.

В используемой фракции диапазон изменения размера частиц составляет $\sim 10\%$, что приводит для песков указанного выше состава к 10%-ному разбросу частиц по массе, а это в свою очередь влечет за собой разброс ($\Delta \alpha$) частиц одинаковой формы по углу сепарации α . Для используемой конструкции вибросепаратора значения $\Delta \alpha$ составляют $\sim 1^\circ$. Такая величина $\Delta \alpha$ приводит к погрешности (за счет различной массы частиц) $\Delta f \approx 0,02$ определения формы (f). Общая погрешность метода, слагаю-

Окатанность частиц с различными коэффициентами трения f

№ ячейки вибросепаратора	$f = tg \alpha$	Средний коэффициент округленности Q	Оценки окатанности	
			по шкале Петтиджона	по шкале Хабакова
1	<0,18	0,65	Весьма окатанные	Окатанные
2	0,21	0,69		
3	0,25	0,56	Окатанные	Полуокатанные
4	0,28	0,52		
5	0,32	0,48		
6	0,36	0,44	Полуокатанные	Угловато-окатанные
7	0,39	0,40		
8	0,43	0,37		
9	0,49	0,33		
10	0,54	0,29	Полуугловатые	Сглаженные
11	0,60	0,25		
12	0,63	0,21		
13	>0,65	0,18		Угловатые

шаяся из погрешности определения коэффициента трения (Δf) и погрешности за счет различной массы частиц в исследуемой фракции, $\Delta = \Delta_1 f + \Delta f$ составляет $\Delta = 0,04$.

Величина навески анализируемого материала (1 г) была установлена экспериментально исходя из воспроизводимости результатов. Скорость сепарации одной пробы 10—15 минут.

Для сравнения были проведены контрольные определения форм частиц визуальными и количественными методами. Для 30 частиц каждой из ячеек вибросепаратора с помощью линейки Шванова [9] были произведены измерения и вычислены коэффициенты округленности Ваделла по формуле $Q = \frac{\sum r_i}{NR}$, где r_i — радиусы кривизны

углов частицы, R — радиус максимальной вписанной в проекцию частицы окружности, N — число углов (табл. 2). Значения средних коэффициентов округленности для каждой из ячеек вибросепаратора и оценка формы частиц в каждой из них на основе визуальных шкал Петтиджона и Хабакова приведены в табл. 2.

Данные, полученные методом разделения частиц по форме на вибросепараторе (где параметром разделения частиц по форме служит минимальный коэффициент трения f), как видно из табл. 2, соответствуют данным, полученным с помощью известных методов оценки формы частиц.

Вместе с тем по сравнению с традиционными методами определения формы песчаных частиц предложенный метод обладает рядом преимуществ. Он в отличие от визуальных методов и метода оценки формы в плоскости проекции позволяет оценить форму трехмерного тела, а не одной из ее проекций. Метод позволяет рассматривать форму как единое целое, а не как сумму некоторых параметров (сферичность, округленность и т. д.), геологическое значение которых до сих пор не совсем ясно.

Описанный механизм разделения частиц по коэффициенту трения может служить моделью транспортировки частиц в природных условиях, т. е. с помощью данной установки можно моделировать в первом приближении такие природные процессы, как дифференциация частиц при транспортировке и пр.

Воспроизводимость метода достаточно высока (коэффициент вариации в среднем равен 5%, погрешность метода 0,04), в то время как визуальные методы и методы оценки формы в плоскости проекции под микроскопом обладают низкой воспроизводимостью результатов, связанной с субъективностью восприятия при измерениях как разными наблюдателями, так и при повторных измерениях [2].

Предлагаемый метод экспрессен — сепарация пробы весом в 1 г происходит за 10—15 мин, в то время как другие методы оценки формы песчаных частиц чрезвычайно трудоемки [2].

Следует учесть, что метод легко поддается автоматизации, что существенно повышает его производительность, а потому может быть использован для массовых морфометрических анализов. Это позволяет обеспечить быстрое накопление сопоставимых данных по форме песчаных зерен в древних и современных отложениях различного генезиса и рассмотреть на этом фактическом материале возможности содержательной интерпретации результатов.

Полученные таким методом результаты морфометрического анализа могут быть подвергнуты статистической обработке по программе расчета на ЭВМ квантильных характеристик распределений (медиана, среднее, стандартное отклонение, асимметрия, эксцесс) [11], позволяющей существенно повысить надежность и расширить возможности содержательной интерпретации получаемых результатов.

Отметим, что вибросепараторы применяются в промышленности при производстве абразивов, асбеста, угольных порошков и т. д., реконструкция их для применения методики разделения частиц песчаной размерности по форме в зависимости от их коэффициентов трения не требует больших затрат, а потому может быть успешно внедрена в практику геологоразведочных организаций.

Литература

1. Блехман И. И. Исследование процесса вибросепарации и вибротранспортировки.— Инж. сб., 1952, т. XI, с. 35—78.
2. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 1971. 421 с.
3. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
4. Плисс Д. А. Сепарация сыпучих материалов на вибрирующих поверхностях: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. техн. наук. Рига: РПИ, 1968. 29 с.
5. Разумихин Н. В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л.: ЛГУ, 1965. 67 с.
6. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
7. Рухина Е. В., Кашик Д. С., Дюфур М. С. Определенные формы песчаных зерен при помощи вибросепаратора.— Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук, № 310, вып. 12, 1962, с. 55—67.
8. Ульст В. Г. Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях. Вильнюс: 1969, т. 2, с. 167—180.
9. Шеванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
10. Briggs L. I., McCulloch D. S., Moser F. The hydraulic shape of sand particles.— J. Sediment Petrol., 1962, v. 32, p. 645—656.
11. Kashik D. S., Miklukho-Maklay O. A., Romm G. M., Rybalko A. E. Grain size and grain morphology of the Lower and Middle Miocene sandy sediments of the continental slope of Northwestern Africa.— Init. Report DSDP, 1979, v. 47, pt 1, p. 683—698.
12. Kuenen Ph. H. Experimental abrasion. 4. Eolian action.— J. Geol., 1960, v. 68, p. 427—449.
13. Pettijohn F. J., Lundahl A. C. Shape and roundness of lake Erie beach sands.— J. Sediment. Petrol. 1943, v. 13, № 2, p. 69—78.
14. Schultz E. T., Wildo R. F., Albertson M. L. Influence of shape on the fall velocity of sedimentary particles.— Corps Eng. U. S. Army, Omaha, M. D. Sed. Ser., v. 5, 1954. 161 p.
15. Twenhofel W. H. Principles of sedimentation. N. Y.: McGraw—Hill, 1950, 673 p.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
11.X.1982

УДК 551.311.2+551.053

МЕТОД РАСЧЕТА СКОРОСТИ ВОДНОЙ ЭРОЗИИ ПОРОД КОНТИНЕНТОВ

БЕССОНОВ О. А.

Каким бы частным вопросом геологии ни занимался исследователь, ему всегда приходится опираться на те общетеоретические положения, которые образуют фундамент науки. И наоборот, всякое общетеоретическое положение постоянно проверяется и корректируется практикой. В этом усматривается одно из проявлений диалектического единства общего и частного в теории познания. Установление общих закономерностей развития планеты в наши дни столь же актуально, как и практическое их приложение в народном хозяйстве. Предлагаемая работа посвящена разработке метода расчета современной скорости эрозии пород континентального блока земной коры.

Теоретические основы метода были изложены в общем виде [3]. Они базируются на составлении и решении систем уравнений, отражающих геохимическую историю и баланс элементов в процессе выветривания пород континентов и переноса вещества в конечные водоемы стока.

В качестве основной модельной схемы массопереноса на поверхности Земли использована общеизвестная литогенетическая схема Н. М. Страхова [11]. Согласно этой схеме, процесс мобилизации вещества на площади водосборов сопровождается его разделением на жидкую и твердую фазы. Если обозначить массовое количество какого-либо элемента в твердой фазе, переносимого рекой от места мобилизации вещества до конечного водоема стока, через V , а массовое количество этого же элемента в жидкой фазе через P , то можно записать равенство:

$$M = P + V + \omega, \quad (I)$$

где M — масса элемента в породе, подвергшейся эрозии в единицу времени; ω — масса элемента твердой фазы реки, перешедшей в аллювий на пути транспортировки в единицу времени. Уравнение (I) является ключевым для составления системы балансово-геохимических уравнений.

Предположим, что река размывает неизвестные массы пород A и B , т. е. $M = A + B$. Тогда уравнение (I) можно записать

$$A + B = P_A + V_A + \omega_A + P_B + V_B + \omega_B$$

или

$$A + B = \Sigma P = \Sigma V + \Sigma \omega.$$

Примем далее, что в каждой из пород нам известны концентрации элементов Al и Fe в вес.%. Концентрации Al равны соответственно Al_A и Al_B , Fe— Fe_A и Fe_B . При условии знания массовых количеств элементов, переходящих в твердую (ΣV_{Al} , ΣV_{Fe}) и жидкую (ΣP_{Al} , ΣP_{Fe}) фазы реки, а также массы элементов, отлагающихся в аллювии на пути транспортировки ($\Sigma \omega_{Al}$, $\Sigma \omega_{Fe}$), легко составить и решить систему двух уравнений с двумя неизвестными:

$$\frac{Al_A}{100} A + \frac{Al_B}{100} B = \Sigma P_{Al} + \Sigma V_{Al} + \Sigma \omega_{Al}.$$

$$\frac{Fe_A}{100} A + \frac{Fe_B}{100} B = \Sigma P_{Fe} + \Sigma V_{Fe} + \Sigma \omega_{Fe}.$$

Расчет скорости эрозии n -числа пород требует составления и решения n -уравнений с n -неизвестными. Трудность практического осуществления расчетов состоит в том, что до сих пор параметры P и ω не определены. Поэтому остановимся более подробно на их анализе.

Будем называть величину P литогенной поверхностной составляющей жидкого стока континентов. Прежде чем переходить к методу расчета величины P , покажем, что литогенная составляющая представляет собой лишь часть жидкого химического стока рек и подземных вод.

Действительно, речная вода гетерогенна в генетическом отношении. Подавляющая ее масса формируется за счет атмосферных осадков. Из общего объема воды, поступающей на континенты с осадками, около 66% расходуется на испарение, респирацию или стекает в океан, минуя реки. Из оставшихся 34% примерно две трети (70%) скатывается по поверхности континентов в виде склоновых потоков в русла рек; остальная вода (30%) инфильтруется в породы и, пройдя подземный цикл, вновь поступает в реки. Математически водный баланс описывается двумя уравнениями [8]:

$$F = G + H$$

$$K - E = G + H,$$

где F — полный речной сток; G — подземная составляющая речного стока; H — поверхностный сток; K — количество осадков, выпадающих в пределах водосбора; E — суммарное испарение.

Сами атмосферные воды не являются стерильными в отношении элементов, а содержат определенное количество растворенных газов и солей. Известно по крайней мере три источника поступления элементов в атмосферные воды: океанический (хлор, натрий, сульфат-ион и др.), газовая компонента атмосферы (азот, кислород, углекислота, нитратный, нитритный и аммиачный азот и др.) и, наконец, твердая фаза аэрозолей (гипс, ангидрит, соли, кальцит) [2, 14 и др.].

Первые два процесса приводят к привносу элементов из атмосферы и океана. Растворение же твердой фазы аэрозолей вызывает лишь перераспределение элементов в пределах континентов. Вступая в контакт с породами, метеорные воды активно включаются в процесс выветривания минералов, прогрессивно обогащаясь элементами. Формируется поверхностная литогенная составляющая жидкого стока (P). Строго говоря, появление в метеорных водах литогенной составляющей происходит еще в атмосфере при растворении в воде твердой фазы аэрозолей. Процесс этот отличается от обычного выветривания лишь тем, что происходит на более высоком гипсометрическом уровне, а минералы пород и почв переведены в состояние аэрозолей.

Как видим, в первоначальный момент вся масса атмосферных осадков выполняет тройственную геохимическую функцию: привносит в породы элементы океанического и атмосферного генезиса, принимает участие в процессах выветривания и в механическом перемещении вещества вне постоянных водотоков. По мере осуществления этой работы происходит изменение геохимических функций составляющих водного баланса. Большая часть воды (около 66%), испаряясь, теряет свою кинетическую энергию, сбрасывает транспортируемое взвешенное и растворенное вещество и, таким образом, утрачивает функцию транспортера элементов. Привнесенные в породы, грунты и почвы элементы автоматически включаются при анализе в химический состав этих образований. Вторая, меньшая по объему (около 34%), но более активная в геохимическом отношении часть воды — стоковая, не только не утрачивает прежние функции, но и приобретает новые — перенос вещества в жидкой и твердой фазах в реках, а также перенос вещества с поверхности в нижнее полупространство, привнос в подземные воды часть талассогенных (T), атмофильных (A) и литогенных (P) элементов.

Выше указывалось, что примерно 30% стоковой воды усваивается проницаемыми породами и инфильтруется в нижние горизонты. Очевидно, эта инфильтрующаяся вода увлекает за собой и элементы, которые были ею захвачены в атмосфере, океане и на поверхности континентов. Статистически массы элементов, увлекаемых водой при инфильтрации, будут пропорциональны массе инфильтрующейся воды. В частности, если принять массу элемента суммарной жидкой литогенной составляющей P за единицу, то массовое количество элемента, перешедшее в подземные воды в течение года, составит $0,3P$ или 30% от P . Аналогичным образом, принимая массу элемента талассогенной — T и атмофильной — A составляющих в поверхностном стоке за единицу, найдем соответственно массу элемента, привносимого в подземные воды — $0,3T$ и $0,3A$. Дальнейшая геохимическая история инфильтрационной воды определяется сложными физико-химическими взаимодействиями с вмещающими породами нижнего полупространства. Результатом взаимодействия является привнос в воду новых порций

элемента или осаждение на геохимических барьерах элементов, уже приобретенных в атмосфере и на поверхности земли. Этот процесс знаменует формирование собственно подземной жидкой геохимической составляющей подземного стока (S). Совокупность поверхностной ($0,3P+0,3T+0,3A$) и собственно подземной (S) составляющих определяет основные черты химизма подземных вод в целом. Геохимический баланс подземных вод опишется соответственно уравнением

$$Q=0,3P+0,3A+0,3T+S-a, \quad (II)$$

где Q — масса элемента, поступающего в реку с подземным стоком, т/год; P, A, T, S — массы элементов соответственно литогенной, атмосферной, талассогенной и собственно подземной составляющих; a — масса элемента, осаждающегося на подземном геохимическом барьере.

Уравнение геохимического баланса жидкого стока рек примет вид

$$R=P+A+T+S-a, \quad (III)$$

где R — масса элемента годового жидкого стока реки, т/год.

При расчетах уравнения II и III могут быть существенно упрощены. В частности, если все вычисления производить только по комплексу петрогенных нелетучих элементов (Si, Al, Ti, Fe, Ca), то составляющие T и A могут быть вообще исключены из уравнений вследствие их ничтожно малой величины по сравнению с P и S . Таким образом, уравнения II и III примут вид

$$Q=0,3P+S-a \quad (IV)$$

$$R=P+S-a. \quad (V)$$

При почленном вычитании из уравнения V уравнения IV легко получить значения собственно поверхностной литогенной составляющей P :

$$P = \frac{R - Q}{0,7}.$$

В уравнении I остается еще одна неизвестная величина — масса элемента твердой фазы реки, перешедшей в аллювий на пути транспортировки (w). Однако она может быть также исключена из уравнения без ущерба для точности расчета. Современная методика отбора взвесей и определения их массы в годовом стоке рек по существу устраняет их потери на пути миграции. Фактически мутность рек рассчитывается как среднегодовая величина, получаемая на основании анализа проб, отобранных по продольному и поперечному профилям реки. Расчет массы взвесей, выносимых рекой в океан, производится с учетом среднегодового водного речного стока. Это приводит к тому, что масса взвесей, в действительности осаждающаяся в меженный период в пойме реки, автоматически включается в общий твердый сток. Создается иллюзия абсолютной транзитности твердой фазы. Так как для расчета скорости эрозии пород континентов совершенно безразлично, расположен ли конечный водоем стока в пределах континентальной, геосинклинальной или океанической мегапровинций, можно с полным правом упростить уравнение I:

$$M=P+V. \quad (VI)$$

При расчетах величина речного стока с континентов принята равной $35,56 \cdot 10^6$ км³/год [1]. Средняя мутность рек ($0,51$ г/л), количество твердой фазы, выносимой в Мировой океан ($18,53 \cdot 10^9$ т/год), и среднее содержание элементов в речных взвешах заимствованы из работ В. В. Гордеева и А. П. Лисицына [6] и А. П. Лисицына [7]. Концентрации элементов в речных водах приняты по Д. А. Ливингстону [15], в подземных водах — по С. Л. Шварцеву [13]. Средние содержания элементов в почвах¹ взяты у А. П. Виноградова и В. А. Успенского [5, 11], в латеритных корах выветривания — у Г. И. Бушинского [4], в осадочных, изверженных и метаморфических породах — у А. Б. Ронина и А. А. Ярошевского [9] и А. Б. Ронина [10]. Суммы силикатных анализов, там, где это было необходимо, приравнивались к 100%.

Как уже указывалось, исключение из уравнений II и III составляющих T и A предполагает использование при расчетах петрогенного комплекса элементов. Но количество таких элементов ограничено и значительно уступает количеству существующих в природе разновидностей пород. Поэтому вначале нами был произведен расчет скорости эрозии наиболее крупных групп геологических образований — осадочных пород, изверженных и метаморфических пород, включая эффузивы осадочной оболочки, латеритных кор выветривания, почв и рыхлых наносов. Исходные данные приведены в табл. 1.

Составим четыре уравнения с четырьмя неизвестными:

$$0,0775a+0,1105b+0,0713c+0,3297d=1558,4291 \cdot 10^6$$

$$0,0306a+0,0449b+0,038c+0,1478d=972,22331 \cdot 10^6$$

$$0,1835a+0,2506b+0,33c+0,0152d=4893,9439 \cdot 10^6$$

$$0,1044a+0,285b+0,0137c+0,0014d=510,63687 \cdot 10^6$$

где a, b, c, d — массы эродируемых пород.

¹ Для рыхлых почвоматеринских образований приняты кларки петрогенных элементов в почвах.

Кларки Al, Fe, Si, Ca и масса этих элементов в поверхностной составляющей годового речного стока

Элемент	Кларк, вес. %				Речной сток $P+V$, $n \cdot 10^6$ т/год
	осадочные породы	изверженные и метаморфические породы	латеритная кора выветривания	почвы и рыхлые наносы	
	1	2	3	4	
Al	7,75	11,05	32,97	7,13	1558,4291
Fe	3,06	4,49	14,78	3,8	972,22331
Si	18,35	25,06	1,52	33,0	4893,9439
Ca	10,44	2,85	0,14	1,37	510,63687

Примечание. 1—2 — рассчитаны по данным А. Б. Ронов и А. А. Ярошевского [9], 3 — Г. И. Бушинского [4], 4 — А. П. Виноградова [5]; 5 — данные автора.

Таблица 2

Скорость речной эрозии наиболее распространенных геологических образований земной коры

Геологические образования	Скорость эрозии	
	$n \cdot 10^6$ т/год	% от общей массы эродируемых пород
Почвы и рыхлые наносы	8631,6	44,35
Латеритные коры выветривания	1962,7	10,15
Осадочные породы	5787,6	30,08
В том числе:		
глины	2948,9	15,15
пески и песчаники	1405,3	7,22
карбонаты	1367,1	7,02
эвапориты	66,3	0,34
Эффузивные породы	150,1	0,75
Интрузивные породы	1456,0	7,47
Метаморфические породы	1474,5	7,55
Сумма	19462,5	100,35

Решив их, получим величины скоростей эрозии, равные для осадочных пород (а) — $5787,836 \cdot 10^6$ т/год, для изверженных и метаморфических (б) — $3080,3741 \cdot 10^6$ т/год, для латеритных кор выветривания (с) — $1962,7127 \cdot 10^6$ т/год и для почв и почвомаатеринских рыхлых наносов (д) — $8631,6072 \cdot 10^6$ т/год.

Дальнейший расчет скоростей эрозии различных пород, входящих в каждую из выделенных групп геологических образований, можно производить с использованием любых элементов. При этом сумма неизвестных в каждом из уравнений будет приравняться к массовому количеству элемента в эродируемой части вышеназванных групп.

Таблица 2 отражает результаты подобных расчетов.

Достоверность полученных цифр целиком и полностью определяется точностью вводимых в уравнения параметров и отражает современный уровень наших знаний о химизме пород континентов и водном балансе Земли.

Литература

1. Алёкин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
2. Батчер С., Чарлсон Р. Введение в химию атмосферы. М.: Мир, 1977. 270 с.
3. Бессонов О. А. Использование балансово-геохимического метода для установления интенсивности миграции химических элементов в ландшафтах.— В кн.: Геохимия ландшафтов при поисках месторождений полезных ископаемых и охране окружающей среды. (Тез. совещания). Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982. 256 с.
4. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
5. Виноградов А. П. Комментарии к книге В. И. Вернадского «Химическое строение биосферы и ее окружения». М.: Наука, 1965. 332 с.

6. *Годеев В. В., Лисицын А. П.* Средний химический состав взвесей рек Мира и питанье океанов речным осадочным материалом.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 1, с. 225—227.
7. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. *Львович М. И.* Географические исследования водного баланса в СССР.— В кн.: Воды и водный баланс суши. М.: Прогресс, 1965. 373 с.
9. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1766—1780.
10. *Ронов А. Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
11. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
12. *Успенский В. А.* Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. Л.: Гостоптехиздат, 1956. 101 с.
13. *Шварцев С. А.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.
14. *Dussart B.* Limnologie. Paris, Gautie-Villars, 1966. 420 p.
15. *Livingstone D. A.* Chemical composition of rivers and lakes.— Geol. Surv. USA, Prof. Paper, 1963, № 440-G.

Ростовский госуниверситет

Поступила в редакцию
20.X.1982



АНДРЕЙ СЕРГЕЕВИЧ СОКОЛОВ

Исполнилось 70 лет крупному ученому в области литологии и геологии полезных ископаемых, доктору геолого-минералогических наук, профессору Андрею Сергеевичу Соколову.

Геологическая деятельность юбиляра началась с 16-летнего возраста, уже в последних классах школы и сразу после ее окончания он работал коллектором и прорабом в экспедициях на Урале, Кавказе, в Сибири и Казахстане. В 1938 г. он с отличием закончил Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе и с тех пор вот уже 45 лет работает в промышленности минеральных удобрений.

В 1939—1943 гг. А. С. Соколов — старший геолог Каратауской экспедиции НИИУФ и строительства комбината «Каратау». Эти годы были наиболее трудными и вместе с тем самыми важными для дальнейшего развития этого фосфоритоносного бассейна; проведенные работы выявили основные черты его геологического строения и дали промышленную оценку трех месторождений: Коксу, Акса и Чулактау.

За эту работу А. С. Соколов в составе группы первооткрывателей бассейна в 1946 г. был удостоен Государственной премии СССР. За годы, прошедшие с тех пор, освоены разведанные месторождения, разведаны и эксплуатируются несколько новых. Каратауский бассейн стал второй (после Хибин) фосфатно-сырьевой базой страны. На месте палаток геологов поднялся новый город — Каратау, почетным гражданином которого стал А. С. Соколов.

В 1943 г. А. С. Соколов назначается главным геологом серного рудника Шорсу, а в 1944 переходит в Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья (ГИГХС).

На два с лишним десятилетия основной ареной его продуктивной научной деятельности становится геология месторождений самородной серы. Под руководством А. С. Соколова проводятся изучение и подсчет запасов руд Гаурдакского и Водинского месторождений. Вслед за этим он переходит к решению более широкой задачи — обоснованию и выявлению районов, перспективных для обнаружения серных залежей.

В качестве одного из самых перспективных районов А. С. Соколов выделил Предкарпатье, где в скором времени были открыты Роздольское, а вслед за ним Язовское и другие месторождения, образующие крупнейший в мире сероносный бассейн.

А. С. Соколов возглавлял разведочные работы на Роздольском месторождении, которое вскоре было передано в эксплуатацию. За открытие, разведку и освоение Предкарпатского бассейна он в 1970 г. стал лауреатом Государственной премии УССР.

Творчески проанализировав и обобщив материалы по отечественным и зарубежным серным месторождениям, А. С. Соколов в 1958 г. завершил крупную работу по геологическим закономерностям их строения и размещения. Этот основополагающий для серной геологии труд явился крупным событием в научной жизни и принес его автору широкую известность. За него А. С. Соколову была присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

С 1967 г. А. С. Соколов возглавляет геологическую лабораторию ГИГХСа. Он организует и направляет на расширение минерально-сырьевой базы химической промышленности этот большой и квалифицированный исследовательский коллектив.

Одновременно он принимает самое активное участие в геологических исследованиях на новых месторождениях фосфоритовых и апатитовых руд. Вклад А. С. Соколова в освоение бедных апатитовых руд Хибин был в 1981 г. отмечен премией Совета Министров СССР.

Большой отклик в фосфатной геологии получили проблемные статьи А. С. Соколова, напечатанные в последние годы в журнале «Литология и полезные ископаемые» и тематических сборниках. В них дается новая классификация месторождений фосфатов, раскрывается роль вторичных процессов в природном обогащении руд, подчеркивается важность катагенетической стадии в формировании состава фосфоритов.

Всего А. С. Соколовым написано более 200 научных и научно-технических работ, 85 из которых опубликованы.

Особое уважение снискал себе А. С. Соколов как выдающийся знаток методики разведки и оценки месторождений. Являясь членом экспертно-технического совета ГКЗ, он провел большое количество экспертиз при утверждении запасов различных ископаемых, прежде всего агрономических руд. Его советами и консультациями пользуются многочисленные партии и экспедиции как в СССР, так и в ряде зарубежных стран, куда он неоднократно выезжал.

А. С. Соколов ведет большую научно-общественную работу. Он член ученого совета ГИГХСа и председатель его Геологической секции, член бюро Междуведомственного литологического комитета и председатель его секции литологии фосфоритоносных и галогенных формаций, член редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», член ЦКЗ Минудобрений и секции НТС Мингео СССР и др.

Много внимания Андрей Сергеевич уделяет подготовке научных кадров. Под его руководством подготовлено 17 кандидатов наук и несколько докторов.

Заслуги А. С. Соколова высоко оценены Советским правительством. Он награжден орденом «Знак Почета», пятью медалями, значками отличника химической промышленности и разведки недр, ему присвоено звание Заслуженный геолог РСФСР.

Свой юбилей Андрей Сергеевич Соколов встречает в расцвете творческих сил. Друзья и коллеги искренне желают ему крепкого здоровья, долгих лет жизни и новых научных достижений.

Неиссякаемая энергия, завидный энтузиазм и душевная молодость юбиляра — залог реальности этих пожеланий.

Редколлегия

Междуведомственный литологический
комитет

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31.05.83 Подписано к печати 15.07.83 Т-16405 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 19,6+1 вкл. Усл. кр.-отт. 13,7 тыс. Уч.-изд. л. 14,7 Бум. л. 4,5
Тираж 1061 экз. Зак. 4584

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:**

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА. 1979. 207 с. 3 р. 30 к.

Сборник посвящен осадочным формациям, различающимся по литологическим признакам и возрасту.

Состав, стратиграфическое положение и распространение их описывается на основании материалов глубоководного бурения. Приводятся новые представления о составе и генезисе некоторых типов осадков. Выявлена металлоносность меловой формации черных глин в районе Бермудского массива. Показано, как главные этапы геологической истории Североамериканской океанской котловины отражены в накоплении различных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, в особенности литологов, специалистов по морской геологии и палеогеографии океанов.

**ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА. 1976. 302 с.
2 р. 76 к.**

В книге рассмотрены фациальная обстановка формирования конкреций, закономерности их количественного распространения, стратиграфическое положение, петрография, минеральный состав, текстуры, геохимия конкреций и вмещающих их осадков. На основе анализа всех материалов освещены вопросы происхождения конкреций в Тихом океане.

Работа рассчитана на геологов, литологов, петрографов, геохимиков, океанологов и географов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.