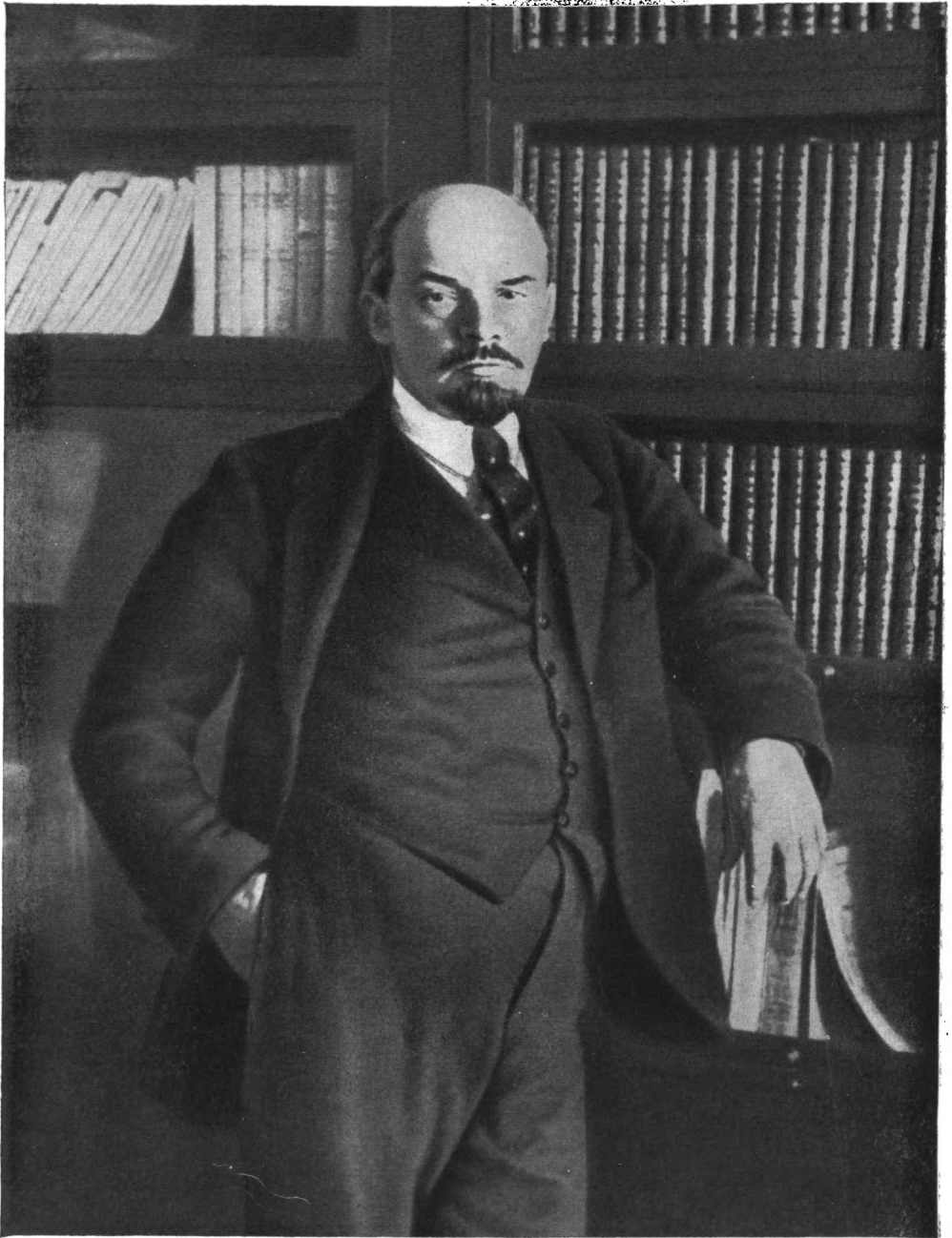


Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1970

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»





ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 2, 1970 г.

МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Лауреаты Ленинских премий — литологи и геологи — специалисты по осадочным полезным ископаемым	3
В. С. Яблоков, Э. П. Либман, Э. А. Купча. Роль В. И. Ленина в решении проблемы минерального сырья в СССР	6
Н. М. Страхов. Эволюция представлений о литогенезе в русской геологии (от 70-го года XIX в. до 70-го года XX в.)	35
Г. С. Дзоценидзе. Вулканогенно-осадочное рудообразование	64
Ф. В. Чухров. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе	76
Е. М. Попов. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения	89
А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы)	107
В. Н. Холодов. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья I. Довендские поднятия как источники рудных компонентов	130
Л. С. Фомина, И. И. Волков. Редкоземельные элементы в осадках Черного моря	148

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1970
MARCH — APRIL

CONTENTS

Laureats of Lenin's prizes — lithologists and geologists — specialists in mineral resources of sedimentary origin	3
V. S. Yablokov, E. P. Libman, E. A. Kupcha. V. I. Lenin's role in the solution of the problem of the USSR mineral resources	6
N. M. Strakhov. Evolution of concepts on lithogenesis in Russian geology (from the seventies of the nineteenth century to the seventies of the twentieth century)	35
G. S. Dzotzenidze. Volcano-sedimentary ore formation	64
F. V. Chukhrov. To the problem of an isotopic sulfur fractionation during the lithogenesis	76
V. M. Popov. Problem of the origin of stratiform deposits and the ways of its solution	89
A. I. Osipova, T. N. Belskaia. Paleogeological criteria for the establishment of epigenetic alterations in carbonate rocks (as exemplified by Lower Carboniferous deposits of the Russian platform)	107
V. N. Kholodov. On the metallogeny of Wendian and Cambrian deposits of Eurasia. Art. 1. Pre-Wendian uplifts as sources of ore components	130
L. S. Fomina, I. I. Volkov. Rare-earth elements in Black Sea sediments	148

ЛАУРЕАТЫ ЛЕНИНСКИХ ПРЕМИЙ — ЛИТОЛОГИ И ГЕОЛОГИ — СПЕЦИАЛИСТЫ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ

Андрей Дмитриевич Архангельский — академик, директор Геологического института АН СССР (1934—1939), выдающийся геолог, основоположник советской литологии, автор многочисленных работ, посвященных литологии современных осадков, петрографии и генезису фосфоритов и бокситов, условиям образования нефтяных месторождений.

Премия им. В. И. Ленина присуждена в 1927 г. за изучение вопроса об условиях формирования залежей нефти.



Дмитрий Васильевич Наливкин — академик, известный геолог, автор книги «Учение о фациях» и многочисленных работ, посвященных условиям образования осадочных пород и руд.

Ленинская премия присуждена 22 апреля 1957 г. за научное руководство составлением геологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000.



Николай Сергеевич Шатский — академик, директор Геологического института АН СССР (1956—1960), выдающийся тектонист, автор работ по тектонике, геологическим формациям и выяснению условий образования фосфоритов, глауконитов и марганцевых руд.

Ленинская премия присуждена 22 апреля 1958 г. за научное руководство составлением Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000.

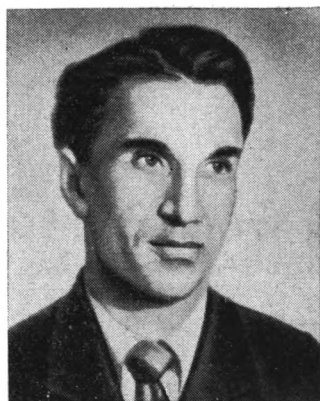




Доктор геолого-минералогических наук, проф.
А. А. Дубянский



Кандидат геолого-минералогических наук М. И. Калганов



Кандидат геолого-минералогических наук С. И. Чайкин



Доктор геолого-минералогических наук М. Н. Доброхов

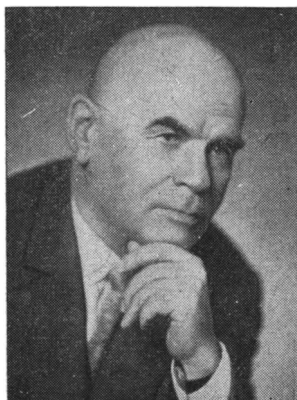


Старший геолог партии Белгородской экспедиции И. А. Русинович



Доктор геолого-минералогических наук Н. Г. Шмидт

В составе группы сотрудников треста «Курск-геология» Ленинская премия присуждена 22 апреля 1959 г. за открытие и разведку богатых железорудных месторождений Белгородского района Курской магнитной аномалии.



Николай Михайлович Страхов — академик, выдающийся геолог, литолог и геохимик, создатель современной теории литогенеза, автор многочисленных монографий и статей. Кроме исторической геологии и общих вопросов теории литогенеза его публикации были посвящены условиям образования и закономерностям размещения железных руд, бокситов, марганцевых руд, солей карбонатных пород, горючих сланцев и нефтей.

Ленинская премия присуждена 22 апреля 1961 г. за монографию «Основы теории литогенеза».



Доктор геолого-минералогических наук В. П. Казаринов



Член-корреспондент АН СССР В. Д. Наливкин



Кандидат геолого-минералогических наук Т. И. Осыко

В составе группы работников Тюменского геологического управления, ВНИГРИ, ВНИГНИ и СНИИГГИМС Ленинская премия присуждена 22 апреля 1964 г. за научное обоснование перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности и открытие первого в этой провинции Березовского газоносного района.¹

Владимир Витальевич Щербина — доктор геолого-минералогических наук, известный геохимик и минералог, автор монографических работ и статей, посвященных выяснению условий миграции и концентрации редких элементов в осадочных породах и рудах, а также проблемам осадочного минералогенеза.

Ленинская премия присуждена 22 апреля 1965 г. за разработку методики поисков полезных ископаемых.



¹ В 1959, 1960, 1961 и 1966 гг. Ленинские премии были присуждены геологам-нефтяникам, технологам и буровикам за открытие и освоение крупных нефтяных и газовых месторождений в районах Мангышлака, Украины, Узбекистана, Азербайджана, Туркмении и Второго Баку. Редколлегия не публикует материалы, посвященные этим работам, поскольку они не были непосредственно связаны с литологическими исследованиями.

РОЛЬ В. И. ЛЕНИНА В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В СССР

В. С. ЯБЛОКОВ, Э. П. ЛИБМАН, Э. А. КУПЧА

За последние годы в печати появилось много новых документов, характеризующих деятельность В. И. Ленина, его соратников, а также ученых, по организации науки и промышленности в первые годы после Великой Октябрьской социалистической революции.

Всего около шести лет после Октябрьской революции пришлось В. И. Ленину руководить нашей партией и государством. Это были первые и наиболее трудные годы становления нового, небывалого до тех пор в истории человечества социалистического государства.

В. И. Ленин конкретно руководил всеми делами партии и государства и написал ряд работ практического и теоретического характера, обобщающих план построения социализма в нашей стране. Глубокая вера В. И. Ленина в неминуемую, окончательную победу революции, его неисчерпаемая энергия передавались всей партии и народу. В тяжелых условиях борьбы с внутренней и внешней контрреволюцией ставились, обсуждались и решались не только важнейшие политические и военные вопросы, но и вопросы экономики народного хозяйства, культуры и организации науки.

СОСТОЯНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССИИ НАКАНУНЕ ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

В 1917 г. разведанные запасы имелись только по пяти видам полезных ископаемых: меди, свинцу, цинку, ртути и марганцу. По углю и железным рудам давались лишь геологические оценки запасов (Горбунов, 1969). По железным рудам в 1911 г. была опубликована монография К. И. Богдановича, а по углям в 1913 г. — коллективная монография «Очерк месторождений ископаемых углей России». Это были весьма солидные сводки больших материалов, характеризующих изученность железных руд и углей накануне первой мировой войны.

До революции разведочные работы проводились промышленными компаниями, управлениями железных дорог, предпринимателями. Геологический комитет, основанный в 1882 г. и имевший небольшой штат квалифицированных геологов, занимался главным образом общим изучением страны: составлял геологическую карту. Геологические исследования проводились также некоторыми университетами, обществами естествоиспытателей и земствами. К 1917 г. геологической съемкой было покрыто только около 10% территории страны (главным образом в Европейской части, немного на Урале и в Туркестане).

Объем добычи и выплавки некоторых полезных ископаемых в 1913 г. показан в таблице. Многие полезные ископаемые в 1913 г. не добывались, например горючие сланцы, бокситы, ряд цветных металлов, калийные соли и др. В 1913 г. было добыто 37,5 т золота, 14 т серебра и 8 т платины.

Добыча, импорт и экспорт полезных ископаемых нашего государства до и после Октябрьской революции

Полезные ископаемые	Добыча			Импорт			Экспорт		
	1913 г.	1922 г.	1926—1927 г.г.	1913 г.	1922 г.	1926—1927 г.г.	1913 г.	1922 г.	1926—1927 г.г.
Горючие									
Уголь	29 000 000	13 000 000	32 530 000	7 758 000	605 000	306 000	98 000	8 000	471 000
Нефть	9 190 000	4 900 000	11 700 000	11 500	66*	55	947 000	64 000	2 086 000
Торф	1 700 000	2 317 000	5 300 000	—	—	—	—	—	—
Горючий сланец	?****	30 000	10 000 **	—	—	—	—	—	—
Металлические									
Железная руда	9 170 000	414 000	4 900 000	—	—	—	920 000	13 000	408 000
Марганцевая товарная руда	1 246 000	223 000	844 000	—	—	—	1 194 000	391 000	785 000
Медь черновая и красная	30 000	1 700	13 600	7 000	—	18 500	18 500	—	2000
Овинец	1 500	310	1220	61 000	3 000	32 000	—	—	—
Цинк	3 000	190	2300	28 000	580	30 000	80	—	—
Алюминий	—	—	—	2 000	—	3 000	—	—	—
Никель	—	—	—	3 000	3	360	—	—	—
Висмут и его соли ***	—	—	118	470	—	40	—	—	—
Ртуть	56****	39	47	20	—	2	2	—	—
Сурьма	—	—	—	2 000	108	126	—	—	—
Вольфрам***	?****	—	39	—	—	695***	—	—	—
Молибден***	?****	—	4	—	—	10**	—	—	—
Олово	—	—	—	6 000	1 000	38 00	—	—	—
Мышьяк	—	—	—	380	11	98	—	—	—
Неметаллические									
Асбест сортированный	25 000	2 900	2 1000	—	—	—	12 400	—	10 000
Бром	—	—	31	90	—	290	—	—	—
Глауберова соль и природный сульфат	16 000	—	13 000	22 80	—	—	—	—	—
Гипс	407 000	—	283 000	7 000	—	—	—	—	—
Графит в кусках и молотый	2 000	—	7 000	4 200	38	710	—	—	—
Калийная соль	—	—	—	77 000	—	38 000	—	—	—
Каолин	35 000	16 100	52 000	40 000	—	—	—	—	2 000
Серный колчедан	78 000	22 000	225 000	147 000	—	—	—	—	—
Магнезит сырой	61 000	18 000	106 000	7 000	—	—	—	—	2 000
Магнезиальная соль	—	—	2 300	5 400	—	2 000	—	—	—
Сера всякая	—	—	—	26 000	—	11 500	—	—	—
Слюда	?****	—	1 520	81	—	7	—	—	32
Тальк	2 500	189	2 000	6 000	40	322	—	—	—
Фосфорит	17 000	30 000	56 000	54 000	—	11 150	1 300	—	—
Хромистый железняк	26 000	915	19 000	—	—	—	—	—	—
Портланд цемент	2030 000	169 000	1 262 000	188 000	—	—	700	—	36 000

*Нефть и нефтепродукты; **Ферровольфрам и ферромolibден; ***Рудные концентраты; ****В 1915 г.;***** Небольшая добыча, точных данных нет.

Источники: 1. Сборник статистических сведений по горной и горнозаводской промышленности СССР за 1925/1926г. Изд. Геол. ком., Л., 1928. 2. Годовой обзор минеральных ресурсов СССР за 1925/26 г. Изд. Геол. ком., Л., 1927. 3. Нерудные ископаемые, т. 1—4, Лг., 1926—1929 гг. 4. Годовой обзор минеральных ресурсов СССР за 1926/27 г. Изд. Геол. ком., Л., 1928.

Значительное количество разных видов минерального сырья и продуктов переработки ввозилось из-за границы: уголь (для Балтийского флота и Петербургского района), нефть и нефтепродукты, медь, свинец, цинк, алюминий и другие цветные металлы, серный колчедан, графит, калийные соли, фосфориты. Из-за границы ввозились также кварцевые пески, огнеупорные глины, мел, кровельная керамическая плитка и даже гранитная брусчатка (для мостовых Петербурга и Москвы) ¹.

На слабое развитие геологических исследований страны и горной промышленности давно обращали внимание передовые русские ученые и практические деятели. Так, на съездах естествоиспытателей и врачей (на которых всегда работала геологическая секция), собиравшихся регулярно через 2—3 года, и на съездах деятелей по практической геологии и разведочному делу высказывалось много рекомендаций по улучшению геологических и гидрогеологических исследований, подготовке кадров, разведке, организации и учету запасов полезных ископаемых и буровых на воду скважин и пр. (Тихонович, 1953₁, 2). Но эти рекомендации не могли быть реализованы в условиях частной собственности на землю и недра.

В 1915 г. по инициативе В. И. Вернадского и других ученых при Академии наук была создана Комиссия по изучению естественных производительных сил России (КЕПС). Организация ее была вызвана признанием необходимости знать естественные богатства и использовать их для обороны и развития страны. КЕПС начал энергично работать и привлёк многих специалистов (Линденер, 1922).

В области геологии в течение двух лет были подготовлены к печати обзоры изученности различных видов полезных ископаемых. Это были по существу первые сводки и некоторая оценка перспектив более чем по 30 видам полезных ископаемых.

В 1916 г. горные инженеры С. Ф. Малявкин и П. И. Пальчинский начали издавать журнал «Поверхность и недра». На его страницах говорилось о необходимости лучше изучать недра своей страны, всесторонне и правильно использовать ископаемые богатства. Помещались также материалы о развале промышленности, зависимости ее от иностранного капитала. Эта зависимость выражалась, например, в том, что в угольной, нефтяной и железорудной промышленности на долю иностранного капитала приходилось до 60—70% капиталовложений.

В 1909 г. В. И. Вернадский писал: «Являясь почти единственным производителем платины, Россия не смогла воспользоваться своим исключительно благоприятным положением. Переработка платины сосредоточена в Великобритании, отчасти во Франции и Германии» (Вернадский, 1909, стр. 245). Год спустя при Горном департаменте под председательством Н. С. Курнакова было созвано совещание, которое разработало мероприятия, необходимые для организации аффинажа уральской платины в России. Это привело бы к сокращению или прекращению экспорта платины. Однако по требованию германского посла работа совещания была прекращена, так как по действовавшему тогда русско-германскому торговому договору Россия не могла запретить вывоз минерального сырья (Звягинцев, 1955).

Многие статьи и материалы, опубликованные в журнале «Поверхность и недра», являются иллюстрацией оценки экономического положения в России, данной VI съездом РСДРП (6) в августе 1917 г.: «Основной причиной экономического развала является несоответствие между состоянием производительных сил и теми требованиями, которые предъявляет империалистическая война. Особенно резкое несоответствие имеется в России благодаря относительно низкому уровню развития производительных сил и несовершенству их экономико-технической

¹ Некоторые цифры в разных источниках несколько не совпадают.

организации... Страна уже падает в бездну окончательного экономического распада и гибели» (КПСС в резолюциях и решениях съездов и пленумов ЦК, изд. 7, ч. 1, стр. 376).

Так обстояло дело с запасами полезных ископаемых и горной промышленностью накануне Первой мировой войны и Октябрьской революции.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА В 1918—1927 гг.

После победы пролетарской революции в постановке изучения недр, развитии горной промышленности и в науке вообще произошли коренные изменения. Была отменена частная собственность на землю и недра, а промышленность национализирована. 8 ноября 1917 г. В. И. Ленин выступил на Втором Всероссийском съезде Советов рабочих и солдатских депутатов с докладом о земле. Это было на следующий день после утверждения Съездом первого состава Совета Народных Комиссаров и председателя Совета — Владимира Ульянова (Ленина). В декрете о земле есть пункт: «Все недра земли: руда, нефть, уголь, соль и т. д., а также леса и воды, имеющие общегосударственное значение, переходят в исключительное пользование государства» (Собр. соч., изд. 4, т. 26, стр. 227).

Через полгода, 28 апреля 1918 г. была опубликована большая и чрезвычайно важная статья В. И. Ленина «Об очередных задачах Советской власти», в которой говорилось, что сейчас на первый план выдвигаются коренные задачи создания высшего, чем капитализм, общественного уклада. В. И. Ленин писал: «Подъем производительности труда требует, прежде всего, обеспечения материальной основы крупной индустрии: развития производства топлива, железа, машиностроения, химической промышленности. Российская Советская республика находится постольку в выгодных условиях, что она располагает — даже после Брестского мира — гигантскими запасами руды (на Урале), топлива в Западной Сибири (каменный уголь), на Кавказе и на юго-востоке (нефть), в центре (торф), гигантскими богатствами леса, водных сил, сырья для химической промышленности (Карабугаз) и т. д. Разработка этих естественных богатств приемами новейшей техники даст основу невиданного прогресса производительных сил» (Собр., соч., изд. 4, т. 27, стр. 228).

Примерно в то же время В. И. Ленин написал широко известный «Набросок плана научно-технических работ» (Собр. соч., изд. 4, т. 27, стр. 288), в котором были сформулированы поручение Академии наук и основные положения составления плана реорганизации промышленности и экономического подъема России со следующими главнейшими вопросами: «...рациональное размещение промышленности с точки зрения близости сырья...», возможность самостоятельно снабдить республику всеми видами сырья и промышленности (без Украины и занятых немцами областей), электрификация промышленности, транспорта и земледелия с использованием местного топлива.

В этих трудах В. И. Ленина по существу заключалась основа программы действий по использованию полезных ископаемых, которая, несмотря на трудности, связанные с гражданской войной и интервенцией, начала немедленно выполняться.

Мы условно выделяем два направления, по которым разворачивались работы: организация изучения недр — создание новых исследовательских и разведочных организаций и изменение ранее существовавших; начало изучения важнейших видов минерального сырья и развития горной промышленности.

При характеристике этих вопросов использованы не только непосредственные указания В. И. Ленина, но и документы, связанные с работой Совнаркома, Наркомпроса, ВСНХ и др., отражающие вообще деятельность правительства, проходившую под руководством В. И. Ленина.

ОРГАНИЗАЦИЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕДР ПОСЛЕ ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

В «Наброске плана научно-технических работ» сказано: «Академии наук, начавшей систематическое изучение и исследование естественных производительных сил России, немедленно дать от Высшего Совета народного хозяйства поручение...» (Собр. соч., изд. 4, т. 27, стр. 288) и далее идут указания, о которых сказано выше.

Знаменательно подстрочное примечание к первой фразе текста «Наброска»: «Надо ускорить *издание* этих материалов из всех сил, послать об этом бумажку и в Комиссариат народного просвещения, и в союз типографских рабочих, и в Комиссариат труда» (там же).

Речь идет о подготовленных к печати материалах КЕПС'а, о которых, следовательно, В. И. Ленин знал. Благодаря этому указанию в 1918—1920 гг. опубликовано много сборников и материалов КЕПС'а,

12 апреля 1918 г. Совнарком РСФСР заслушал доклад народного комиссара просвещения А. В. Луначарского «О предложении Академии наук ученых услуг Советской власти по исследованию естественных богатств страны» и постановил: «Пойти навстречу этому предложению, принципиально признать необходимость финансирования соответствующих работ и указать ей — как особенно важную и неотложную задачу разрешения проблемы правильного распределения в стране промышленности и наиболее рациональное использование ее хозяйственных сил» (Организация..., 1968, стр. 124).

Этому постановлению предшествовала трехмесячная переписка между Наркомпросом, с одной стороны, и Академией наук — с другой, в лице С. Ф. Ольденбурга и А. П. Карпинского.

А. В. Луначарский в одном из писем А. П. Карпинскому дал подробный анализ работ КЕПС'а, показывая, что Академия наук уже имеет положительный опыт привлечения к работам разных специалистов и такие работы надо развивать (Организация..., 1968, документ № 58, стр. 109—112) ².

Так началась работа Академии наук в новых условиях. А. В. Луначарский писал в газете «Известия» в сентябре 1918 г.: «Для постановки науки на социалистическую почву государственная власть вступает в связь с Академией наук, старается прочно втянуть ученый мир в рамки государственной жизни. Академии наук поручается проводить исследования..., на это ей даются средства в больших размерах, но государство оставляет за собой право контроля характера и направления производимых работ» (Организация..., 1968, документ № 66, стр. 179).

Уже в 1918 г. начали учреждаться по инициативе Академии наук и Наркомпроса исследовательские институты: физико-химического анализа (директор Н. С. Курнаков), для изучения платины (директор Л. А. Чугаев), Государственный оптический (директор Д. С. Рождественский), Керамический (директор П. А. Замятченский), Гидрологический (директор В. Г. Глушков), Государственный рентгенологический и радиологический (директор М. Н. Неменов).

Одновременно разрабатываются предложения об изучении Кара-Богаз-Гола, калийных месторождений на Урале, тихвинских бокситов, об организации почвенных исследований, изучения Сибири, Якутии.

В последующие годы исследования Академии наук продолжали развиваться. Постановлением ЦИК и СНК СССР от 27 июля 1925 г. Академия наук признана высшим всесоюзным ученым учреждением и ей присвоено наименование «Академии наук Союза Советских Социалистических Республик».

² В сборнике «Организация науки в первые годы Советской власти (1917—1925)», составленном Институтом истории естествознания и техники АН СССР и Архивом АН СССР (1968), впервые опубликовано очень много материалов (постановления, докладные записки, письма), характеризующих установление первых связей между Советской властью и учеными.

Много позднее, в 1940 г. А. Е. Ферсман ярко охарактеризовал некоторые отдельные положения «Наброска» и, вспоминая первые контакты Академии наук с Советским правительством, писал: «Набросок» этот в официальной форме не был сообщен Академии наук. Однако как раз в апреле того же года Наркомат просвещения в лице А. В. Луначарского обратился в Академию наук с письмом примерно аналогичного содержания...». «Таким образом, Ленин для Академии наук дал громадный толчок и стимул для дальнейшей работы» (Ферсман, 1940).

Проблемы, намеченные В. И. Лениным в «Наброске» и в «Очередных задачах», «в сущности предопределили дальнейшие пути развития советской науки в области изучения производительных сил в нашей стране и их использование» (там же, стр. 66).

Ведущей геологической организацией в России, как упоминалось выше, был Геологический Комитет, находившийся в Петрограде. Он продолжал работать и после Октябрьской революции, но вследствие войны и интервенции геологические работы проводились главным образом в центральных областях. Геолком находился в ведении ВСНХ.

30 апреля 1919 г. В. И. Ленин подписал постановление Совнаркома об ассигновании на работы Геолкома 2,5 млн. рублей (Декреты Советской власти. т. 2. Госполитиздат, 1959, стр. 201).

Трудности, с которыми сталкивался Геолком, характеризует письмо И. М. Губкина к В. И. Ленину от 18 июня 1921 г., в котором он просил Председателя СНК разрешить снабдить все геологические партии, уезжающие на полевые работы, денежными знаками в центре (т. е. в Москве и Петрограде), так как получение денег на местах от учреждений Наркомфина затруднено и «отнимает массу дорогого для геолога летнего времени». И. М. Губкин напоминает: «Геологи и раньше авансировались полностью и поэтому в этой части своих работ были независимы от местных учреждений». Письмо заканчивается так: «Прошу Вас извинить меня, что отнимаю у Вас дорогое для всех нас Ваше время, но мне представляется, что я не исполню своего долга перед Республикой, если пассивно буду ждать, как будет разрешен этот вопрос.

Я боюсь, что масса собранной человеческой силы и масса затраченной энергии пропадет даром. Если я, обращаясь к Вам с этим письмом, поступил неправильно, сделайте мне замечание, но я буду знать, что исполнил свой долг.

С товарищеским приветом

Член Госплана

Член Совета Московского отделения Геологического Комитета геолог

И. Губкин».

(ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 1, ед. хр. 427).

21 июня 1921 г. по ходатайству ВСНХ постановлением СНК этот вопрос был решен положительно.

В связи с необходимостью быстрой организации разведочных работ на полезные ископаемые (чем почти не занимался старый Геолком) в 1918 г. в ВСНХ было создано Центральное управление промышленных разведок (ЦУПР). В ноябре 1922 г. ЦУПР передал Геолкому; было утверждено новое положение о Геолкоме — он стал высшим правительственным учреждением, организующим все геологические и разведочные работы в стране³.

Кроме ранее упомянутых институтов Академии наук и Наркомпроса, в первые же годы Советской власти было организовано еще несколько институтов, связанных с изучением минерального сырья.

³ Об истории и работе Геолкома и создании единой геолого-разведочной службы СССР см.: Синягин (1959), Клеопов (1964), а также сборник «50 лет советской геологии» (1968).

Декретом Совнаркома от 1 октября 1918 г., подписанным В. И. Лениным, был национализирован Петрографический институт «Литогеа» в Москве, принадлежавший В. В. Аршинову. На базе этого института был создан Институт прикладной минералогии, которым руководил Н. М. Федоровский и Д. Е. Перкин (Организация..., 1968, документ № 226 и др., стр. 299). В. В. Аршинов еще много лет продолжал работать в этом институте.

По инициативе Я. В. Самойлова на базе Общественного комитета по удобрениям в Москве в 1918—1919 гг. был организован Научный институт по удобрениям, в котором работали также Э. В. Брицке, Д. Н. Прянишников и др. (Самойлов, 1918; Организация..., 1968, документ № 222, стр. 290—294).

В начале 1920 г. по инициативе Г. О. Чететта в Петрограде был создан Институт механической обработки полезных ископаемых (Механобр), в задачу которого входили изыскания в области обогащения полезных ископаемых (Организация..., 1968, документ № 248, стр. 318—321).

В 1919—1920 гг. была организована Северная научно-промысловая экспедиция, превращенная в 1925 г. по приказу ВСНХ за подписью Ф. Э. Дзержинского в Научно-исследовательский институт по изучению Севера. В руководстве и организации экспедиции участвовали Р. Л. Самойлович, А. П. Карпинский, А. Е. Ферсман, Ю. М. Шокальский, Н. М. Книппович, Н. А. Кулик и др. Следует отметить, что одним из инициаторов организации экспедиции было Межведомственное совещание Особой Комиссии Северного фронта, проходившее в Вологде 19 февраля 1920 г.; реввоенсовет Шестой армии обратился к В. И. Ленину с просьбой поддержать предложение о создании компетентной организации для работы на Севере (Организация..., 1968, стр. 311—317).

10 марта 1921 г. декретом СНК за подписью В. И. Ленина был создан Пловучий морской институт с биологическим, гидрологическим, метеорологическим и геолого-минералогическим (Плавморнин) отделениями, положивший начало советским исследованиям морей и океанов (Организация..., 1968, стр. 276).

С первых же месяцев 1918 г., как только Советское правительство начало намечать планы изучения естественных производительных сил и развития горной промышленности, выяснилось неудовлетворительное положение с подготовкой кадров геологов и разведчиков недр.

В связи с этим, по инициативе Н. М. Федоровского и др., был поставлен вопрос о создании нового учебного заведения. 4 сентября 1918 г. В. И. Ленин подписал декрет об организации Московской горной академии. В сентябре 1920 г. декретом СНК за подписью В. И. Ленина был учрежден Средне-Азиатский университет в Ташкенте с геологическим факультетом. С окончанием гражданской войны начал действовать Свердловский горный институт. С 1921—1922 гг. увеличился прием на геологический факультет Московского и Петроградского университетов и Горного института в Петрограде.

Начиная с середины 20-х годов геологические учреждения страны начали пополняться специалистами, получившими высшее образование в советское время.

НАЧАЛО ИЗУЧЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ ВИДОВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И РАЗВИТИЕ ГОРНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Гражданская война и интервенция не позволяли советскому правительству в течение нескольких лет расходовать много сил и средств на развитие горной промышленности. Добыча угля, нефти, железных руд и других полезных ископаемых была низкая; в 1921/22 хозяйственном году было добыто (в млн. т): угля — 11,3, нефти — 4,9, железной руды —

0,2, что составляло по отношению к 1913 г. соответственно 38,8; 53,2; 2,1%!

Добыча руд цветных металлов почти прекратилась. Имеются данные о том, что разными путями в 1921 г. было ввезено из-за границы по несколько тысяч тонн меди, олова, свинца (Экспорт..., 1926).

В. И. Ленин досконально знал экономику России. В своей книге «Развитие капитализма в России» (1899 г.) он дал исчерпывающий анализ состояния промышленности и сельского хозяйства и вскрыл тенденции их развития.

В апреле 1918 г. В. И. Ленин в упоминавшихся выше работах «Очередные задачи Советской власти», «Набросок плана научно-технических работ» определил основные задачи восстановления и развития промышленности советского государства, подчеркнув особое значение электрификации.

22 декабря 1920 г. в докладе о деятельности Совнаркома на VIII Всероссийском съезде Советов В. И. Ленин говорил о необходимости иметь план на длительный период и разъяснял значение разработанного плана общей электрификации (О плане электрификации (ГОЭЛРО) докладывал председатель Государственной Комиссии по электрификации Г. М. Кржижановский; план был издан отдельной книгой и роздан всем участникам съезда). Всем памятно, как В. И. Ленин говорил, что этот план — «наша вторая программа партии» (Собр. соч., изд. 4, т. 31, стр. 482), «Без плана электрификации мы перейти к действительному строительству не можем» (там же) и, наконец, «Коммунизм — это Советская власть плюс электрификация всей страны» (там же, стр. 484).

План электрификации был по существу планом развития народного хозяйства, ибо для каждой из 30 проектируемых электростанций, которые должны были быть построены за 10—15 лет, указывались потребляющие электроэнергию отрасли промышленности. В условиях разрухи, недостатка электроэнергии, топлива, продовольствия план электрификации поражал своей сказочной устремленностью в будущее и поднимал силы народа на преодоление многих трудностей.

Гениальное предвидение В. И. Ленина блестяще подтвердилось. План ГОЭЛРО был выполнен уже в 1931 г.

Пути развития различных отраслей промышленности В. И. Ленин намечал и до составления плана ГОЭЛРО. Ниже мы кратко охарактеризуем состояние изучения и разработки важнейших видов минерального сырья в первое десятилетие после Октябрьской революции.

УГОЛЬ

Всем известно высказывание В. И. Ленина «Уголь — это настоящий хлеб промышленности, без этого хлеба промышленность бездействует, без этого хлеба железнодорожный транспорт осужден на самое жалкое положение и никоим образом не может быть восстановлен» (Собр. соч., изд. 4, т. 30, стр. 461), «...чтобы спасти Советскую власть сейчас, необходимо дать хлеб для промышленности, т. е. уголь» (там же, стр. 466). Это было сказано В. И. Лениным на I съезде горнорабочих 6 апреля 1920 г.

Напомним, что в топливном балансе 1913 г. углю принадлежало 54,4% (с учетом 8 млн. т импорта), нефти — 14,2%, торфу — 1% и дровам — 30,4% (без учета заготовки сельским населением для собственных нужд) (БСЭ, т. 42, стр. 641). Природный газ и горючий сланец не добывались.

В. И. Ленин в своих выступлениях и статьях 1918—1920 гг. неоднократно говорил о топливном голоде: «...но у нас не бывает заседания Совета Народных комиссаров или Совета Обороны, где бы мы не делили последние миллионы пудов угля или нефти и, испытывая мучительное со-

стояние, когда все комиссары берут себе последние остатки и каждому не хватает и надо решать: закрыть фабрики здесь или там, здесь оставить рабочих без работы или там,— мучительный вопрос, но приходится это делать, потому что угля нет» (Собр. соч., изд. 4, т. 29, стр. 333).

Советское правительство принимало все меры для поддержания угольной промышленности. Горняки считались мобилизованными, им выдавался повышенный красноармейский продовольственный паек (ЦПА ИМЛ ф. 19, оп. 3, ед. хр. 45, 51).

17 марта 1919 г. В. И. Ленин как Председатель Совета рабоче-крестьянской обороны подписал следующее постановление: «Ввиду исключительного значения каменноугольных копей Подмосковного бассейна для нужд рабоче-крестьянской обороны, для железных дорог и промышленности Центрального района — всех рабочих каменноугольных копей Подмосковного бассейна считать призванными на военную службу с оставлением на занимаемых должностях» (Декреты Советской власти, т. 4. Госполитиздат, 1968, стр. 509).

Вопрос о Подмосковном бассейне в 1918 г. неоднократно обсуждался в СТО под председательством В. И. Ленина. Докладывал С. А. Гецов — управляющий Подмосковным угольным бассейном. Сообщались объем добычи и краткие сведения о работе восьми геологических партий (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 3, ед. хр. 78, 76, л. 80, 87).

Подмосковский бассейн был единственным угольным бассейном, который не захватили белогвардейцы и интервенты. Деникинские войска были разгромлены в октябре 1919 г. южнее Тулы.

Несмотря на огромные трудности, промышленность восстанавливалась. В 1920 г. добыча угля достигла 627 тыс. т и приблизилась к максимальной добыче 1917 г. (Яблоков, 1967).

В. И. Ленин живо интересовался делами в Подмосковном бассейне и стремился выявить любые возможности увеличения добычи угля. 14 января 1920 г. В. И. Ленин получил от уполномоченного штаба 14 армий по железнодорожному транспорту П. Н. Солонко письмо о том, что в районе Брянска имеются залежи углей, серного колчедана и белого песка с указанием возможной площади распространения угля и добычи его до 10 млн. пудов в год. На этом письме есть резолюция:

«В Главуголь

На срочный ответ: 1) Знают ли про это?

2) Что именно известно?

3) Есть ли литература об этом угле?

4) Что сделано?

5) Что делается?

14/1 (1920)

Ленин».

(Собр. соч., изд. 5, т. 51, стр. 118).

15 января Главуголь представил В. И. Ленину справку, в которой подробно сообщалось, что уголь в этом районе давно известен, но попытки его добычи были безуспешными из-за большого притока воды, качество угля невысокое. Месторождение возможно использовать для местных нужд (ЦПА ИМЛ) ⁴.

13 июля 1918 года на заседании Совнаркома В. И. Ленин поручил ВСНХ внести свои предложения об изысканиях угля и нефти в Печорском крае. (25 лет Коми АССР, Сыктывкар, 1946, стр. 15). Систематические геологические исследования и поиски угольных месторождений в Печорском крае начались под руководством А. А. Чернова в 1921 г. на средства Северной промысловой экспедиции (Чернов, 1968).

После освобождения Донбасса Советское правительство принимало энергичные меры к восстановлению шахт. Уже в декабре 1920 г. на

⁴ 1 мая 1922 г. пущена первая очередь Каширской ГРЭС, использующей подмосковский уголь — это был первенец ГОЭЛРО.

VIII Всероссийском съезде Советов В. И. Ленин заявил: «...мы начинаем становиться на собственные ноги и с топливом. Получение Донецкого угля с 25 миллионов пудов в месяц мы повышаем до 50 миллионов...» (Собр. соч., изд. 4, т. 31, стр. 477).

Для обеспечения углем Мурманского и Архангельского краев на заседании Совнаркома 29 июля 1920 г. под председательством В. И. Ленина было поручено тов. Л. Б. Красину выяснение условий перехода в распоряжение Советского правительства Шпицбергенского каменноугольного предприятия и организации экспедиции на о. Шпицберген (ЦПА ИМЛ ф. 19, оп. 1, ед. хр. 378). Экспедиция была организована, но успеха не имела, так как о. Медвежий был захвачен Норвежской компанией (Яковлев, 1922).

Для ослабления топливного кризиса 1 февраля 1921 г. Совнарком принял решение о закупке за границей 185 000 000 пудов угля (308 тыс. т.—В. Я.). Об этом В. И. Ленин сообщил на X съезде РКП(б) 8 марта 1921 г. (Собр. соч., изд. 4, т. 32, стр. 159). А что такое 300 тыс. т угля? Это только годовая добыча одной небольшой современной шахты!

В письме коммунистам Кавказа 14 апреля 1921 г. В. И. Ленин пишет об угле района г. Ткварчели как возможном объекте для скорейшего развития промышленности (Собр. соч., изд. 4, т. 32, стр. 296).

10 августа 1921 г. Комиссия СТО признала необходимость разработки Ткварчельского угольного месторождения в Грузии (ЦПА ИМЛ, ф. 85, оп. 16, ед. хр. 11).

В докладе о внутренней и внешней политике республики на IX Всероссийском съезде Советов 23 декабря 1921 г. В. И. Ленин говорит о начале подъема в угольной промышленности: «Угля мы рассчитывали получить 143 млн. пудов, мы получили 184 млн. пудов,— тут успех, прогресс минерализации нашего топлива, прогресс Донбасса и других учреждений, где целый ряд товарищей работали очень самоотверженно и достигли практических результатов в улучшении крупной промышленности» (Собр. соч., изд. 4, т. 33, стр. 141).

Весной 1918 г. В. И. Ленин рассмотрел переданную ему А. А. Гапеевым записку о необходимости продолжать геолого-поисковые работы в Кузнецком бассейне, после чего были отпущены необходимые ассигнования и обеспечен проезд геологов из Петрограда в Кузбасс (Гапеев, 1939).

В. И. Ленин принимал меры к развитию добычи угля в Челябинском бассейне. 15 ноября 1919 г. им было подписано распоряжение: «Предлагается коллективу Главугля принять безотлагательные меры к доставке в Челябинск двадцати экскаваторов для всемерного усиления открытой разработки каменноугольных копей еще этой зимой...» (Мусабеков, 1969, стр. 67).

Вследствие гражданской войны угольная промышленность восстанавливалась медленно. В 1921/22 хозяйственном году было добыто угля только 11,3 млн. т (38% от объема 1913 г.). Довоенный объем добычи был превзойден к 10-летию власти Советов, наша страна со всех месторождений угля получила 35,5 млн. т (БСЭ, т. 12, стр. 107).

В настоящее время один Подмосковский бассейн дает около 35 млн. т, а по СССР годовая добыча угля превышает 600 млн. т.

ТОРФ

В России добыча торфа началась во второй половине XIX в. В начале XX в. торф имел большое значение как промышленное топливо для текстильных фабрик в Московско-Ивановском районе. В 1913 г. было добыто 1,7 млн. т торфа.

В. И. Ленин еще в декабре 1917 г. одобрил идею постройки электростанции на торфяных болотах у г. Шатура под Москвой. Строительство временной небольшой опытной электростанции на 5000 квт началось в

1920 г.; большая станция была заложена в 1923 г. К концу 1925 г. Шатурская ГРЭС и линия электропередачи в Москву вступили в строй. Это была одна из крупных станций первой очереди ГОЭЛРО.

В. И. Ленин стремился привлечь внимание, возбудить интерес широких масс к вопросам, связанным с использованием торфа.

В этом отношении характерно его письмо Г. М. Кржижановскому от 26 декабря 1919 г.

«Глеб Максимилианович!

Меня очень заинтересовало Ваше сообщение о торфе.

Не напишите ли статьи об этом в «Экономическую жизнь» (и затем брошюрой или в журнал)?

Необходимо обсудить вопрос в печати.

Вот-де запасы торфа — миллиарды.

Его тепловая ценность.

Его местонахождение — под Москвой; *Московская область.*

Под Питером — поточнее.

Его легкость добывания (сравнительно с углем, сланцем и проч.).

Применение труда *местных* рабочих и крестьян (*хотя бы по 4 часа в сутки для начала*).

Вот-де база для электрификации во столько-то раз при **теперешних** электрических станциях.

Вот *быстрейшая и вернейшая*, де, база восстановления промышленности; —

— организации труда по-социалистическому (земледелие + промышленность);

— выхода из топливного кризиса (освободим столько-то миллионов кубов леса на транспорт).

Дайте *итоги* Вашего доклада; — приложите карту торфа; — краткие расчеты суммарные. Возможность построить торфяные машины быстро и т. д. и т. д. Краткая суть экономической программы.

Необходимо *тотчас* двинуть вопрос в печать.

26.XII

Ваш Ленин.

Р. С. В случае надобности запрягите Винтера, но давайте статью скорее» (Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 366).

О необходимости использовать торф В. И. Ленин упоминал в известном «Наброске» и в докладе «Очередные задачи» в 1918 г.

30 октября 1920 г. В. И. Ленин подписал постановление Совнаркома о гидравлическом способе торфодобывания, в котором применение этого способа признается имеющим первостепенную государственную важность, устанавливаются красноармейские пайки для работников, разрешается сделать заказы на оборудование в Швеции и Германии и предлагается популяризировать новый способ (Собр. соч., изд. 5, т. 51, стр. 318—320).

Гидравлический способ добычи торфа (гидроторф) был изобретен в России до революции. Инженеры Р. Э. Клаусон и В. Д. Кирпичников впервые попытались его применить в 1914 г. у г. Богородск (ныне г. Ногинск). 2 ноября 1920 г. В. И. Ленин в письме Р. Э. Клаусону указывает, чтобы тот полностью использовал постановления СНК, обжаловал бы всякое нарушение и писал бы лично ему о всех нуждах Гидроторфа (Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 396).

В декабре 1921 г. В. И. Ленин на IX Всероссийском съезде Советов говорил: «Два слова еще об одном успехе — о нашем успехе в деле работы по торфу. Добыча торфа у нас в 1920 г. достигла 93 млн. пудов, в 1921 г. — 139 млн. пуд. — единственная, пожалуй, область, где мы доведенную норму далеко обогнали... В 1921 г. работало всего 2 торфонасоса — аппараты для гидравлического добывания торфа... Теперь заказано в Германии и обеспечено к 1922 г. 20 аппаратов» (Собр. соч., изд. 4, т. 33, стр. 144).

В 1922 г., кроме Богородского района Московской области, гидравлический способ начали применять на болотах в Горьковской и Ярославской областях. В 1925 г. этим способом было добыто почти 300 тыс. т, или 10% промышленной добычи торфа, а перед Великой Отечественной войной — около 30% из 33,2 млн. т.

В последующие годы был разработан и внедрен фрезерный способ добычи торфа — более экономичный, однако гидравлический способ Классона — Кирпичникова имел громадное значение для восстановления и развития нашей промышленности.

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

До революции горючие сланцы в России не добывались, хотя о существовании их в Прибалтике, на р. Ухта, в Поволжье и на Урале было известно. В связи с топливным голодом вопрос об использовании горючих сланцев был поднят уже в 1918 г. На заседании СНК под председательством В. И. Ленина 31 июля было вынесено следующее постановление: «Отпустить ВСНХ в распоряжение отдела топлива для Петроградского Комитета по топливу 15 млн. рублей на устройство рудников и заводов для добычи горючих сланцев и перегонки их в мазут и масла, а также для утилизации остатков производства в цементном и керамическом деле и производстве дальнейших опытов по эксплуатации сланцев...

Поручить Отделу топлива ВСНХ передать все материалы, касающиеся залежей сланцев под Нарвой — Н. К. по иностранным делам на предмет возбуждения последним вопроса перед Германским правительством о передаче этих залежей Российской Советской Федеративной Республике.

Поручить тов. Рыкову образовать особую комиссию из специалистов и практиков (с обязательным включением в нее одного представителя от специалистов, оспаривающих возможность практического использования, при теперешнем состоянии техники, горючих сланцев для технического использования), для проверки всех произведенных опытов по применению горючих сланцев для технического использования их и выработки проекта заданий (группе инженеров, берущихся за постановку дела технической эксплуатации горючих сланцев), на постановку новых опытов использования сланцев в различных отраслях техники.

Поручить Президиуму ВСНХ наблюдать за тем, чтобы отдел топлива ВСНХ точно зафиксировал персональный состав группы инженеров, берущей на себя ответственность за правильность расходования сумм и постановки всего дела разработки сланцев, согласно общим установленным положениям о создании таких групп» (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 1, ед. хр. 169, л. 3 и 4).

Этот очень интересный документ свидетельствует о следующем: во-первых, подготовка вопроса проведена очень квалифицированно (вероятно, под руководством большого специалиста по сланцам инженера Б. В. Цванцигера); во-вторых, сразу ставятся как конкретные вопросы немедленного использования сланцев, так и задачи перспективные; в-третьих, отражает, в каких тяжелых условиях находилась республика после Брестского мира; в-четвертых, хотя вопрос решен, деньги отпущены, но все же оговариваются меры, обеспечивающие максимальное объективное рассмотрение всех материалов для выработки проекта; и, наконец, в-пятых, точно предусматривается ответственность лиц — инженеров, инициаторов этого дела. Иначе говоря, «взялся за гуж, не говори, что не дюж!».

В 1918—1919 гг. была проведена разведка горючих сланцев в Петроградской области и Поволжье. в 1918 г. у ст. Веймарн Петроградской

области был заложен рудник: на Кашпирском месторождении, около г. Сызрань, добыча началась в 1919 г. (Геология..., т. 11, 1968). В начале 1919 г. был создан Главный сланцевый комитет под руководством И. М. Губкина.

Осенью 1919 г. после возвращения из поездки на волжские месторождения сланцев И. М. Губкин с группой помощников был у В. И. Ленина и показал ему первые продукты из сланцев и сапропеля, полученные в лаборатории.

В. И. Ленин, придавая особое значение дальнейшему развитию сланцевой промышленности, дал право И. М. Губкину при необходимости непосредственно обращаться к нему.

Интересен другой документ — письмо В. И. Ленина Председателю Петроградского Совета в октябре 1919 г.

«1) Говорят, сланцы под Веймарном неглубоки. Снять 2—3 сажени земли и можно экскаватор пустить, который будет массу сланцев ломать и давать.

Надо напрячь силы, мобилизовать туда буржуазию (в землянках поживут); работать 3 смены по 8 час.; вызвать подъем рабочих в Питере на это дело;

мобилизовать крестьян (4 часа в день на 2 недели *для начала и т. п.*)... Привет! *Ленин*» (Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 365).

Через три года, в октябре 1922 г. В. И. Ленин написал следующее предложение:

«В Президиум ВСНХ.

Копии:

В Госплан

НКФин

Президиум ВЦИК.

Зампредсовнаркома и
тов. Красину Л. Б.

Тов. Красин прислал мне письмо, в котором сообщает о крупнейших успехах группы инженеров во главе с т. Губкиным, которая с упорством, приближающимся к героическому, и при ничтожной поддержке со стороны государственных органов, из ничего развила не только обстоятельное научное обследование горючих сланцев и сапропеля, но и научилась практически готовить из этих ископаемых различные полезные продукты, как-то: ихтиол, черный лак, различные мыла, парафины, сернокислый аммоний и т. д.

Ввиду того что эти работы, по свидетельству т. Красина, являются прочной основой промышленности, которая через десяток, другой лет будет давать России сотни миллионов, я предлагаю:

1. Немедленно обеспечить в финансовом отношении дальнейшее развитие этих работ.

2. Устранить и впредь устранять всяческие препятствия, тормозящие их, и

3. Наградить указанную группу инженеров трудовым орденом Красного Знамени и крупной денежной суммой.

О последующем прошу мне письменно сообщить через управделами СНК т. Горбунова. В случае каких-либо препятствий немедленно сообщите мне через него же.

Председатель СНК и СТО

В. Ульянов (Ленин)

Написано 16 октября 1922 г.»

(Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 476).

Это было последнее распоряжение В. И. Ленина о сланцевой промышленности.

В 1968 г. в СССР добыто 22 млн. т горючих сланцев.

В 1913 г. в России было добыто 9,2 млн. т нефти. Добыча производилась главным образом в Бакинском районе, на Северном Кавказе и в меньшей степени — на п-ове Челекен, в Эмбинском районе и Фергане. 70% капиталовложений в нефтяную промышленность принадлежало иностранцам (главным образом англичанам). Советская власть просуществовала в Баку около года и в июле 1918 г. была свергнута контрреволюцией. В августе 1918 г. Баку оккупировали английские войска. Только 28 апреля 1920 г. вооруженное восстание бакинского пролетариата вновь восстановило здесь Советскую власть. В связи с оккупацией Баку Советское правительство принимало меры к организации добычи нефти в Эмбинском районе, связь с которым иногда прерывалась.

13 октября 1918 г. В. И. Ленин подписал постановление СНК — телеграмму по случаю взятия Самары. Оно начинается словами: «Самара взята. Волга свободна. Преступно не использовать немногих дней до открытия навигации. Необходимо напрячь все усилия для вывоза максимума нефтяных и продовольственных грузов на верхние плесы Волги...». Далее идут конкретные указания, как мобилизовать флот и людей: «... предавать военно-революционному суду всех ослушников настоящего постановления без различия должностей и партийной принадлежности» (Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 304—305).

27 декабря 1918 г. решено было сдать постройку железной дороги Эмба — Александров Гай подрядчикам и даже подготовить вывозку эмбинской нефти гужом — на верблюдах (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 1, ед. хр. 336, л. 4).

10 марта 1920 г. В. И. Ленин обсуждал на заседании СТО вопрос о постройке Эмбинского нефтепровода (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 3, ед. хр. 103).

На III Всероссийском съезде рабочих водного транспорта В. И. Ленин снова (конец марта 1920 г.) говорит о нефти: «У нас во много раз дело обстоит лучше с нефтью, не говоря уже о том, что Грозный наверное, в близком будущем будет в наших руках и если это все-таки еще вопрос, то Эмбенская промышленность в наших руках, а там от 10 до 14 млн. пудов нефти сейчас уже имеются» (Собр. соч., изд. 4, т. 30, стр. 404).

На VIII Всероссийском съезде Советов 22 декабря 1920 г. В. И. Ленин сообщает об улучшении дела с нефтью: «Теперь, при громадном энтузиазме, который проявляют рабочие в Азербайджанской республике, при дружественных отношениях, которые у нас установились, при умелых руководителях, данных Совнархозом, дело с нефтью идет хорошо, и мы начинаем становиться на собственные ноги и с топливом» (Собр. соч., изд. 4, т. 31, стр. 477).

Однако трудности очень велики. В. И. Ленин, ознакомившись с отчетом о «Положении нефтяной промышленности к концу 1920 года» пишет 12 февраля 1921 г. записку всем членам Политбюро о вопросах восстановления нефтяной промышленности и считает необходимым привлечь в Баку концессионеров (Собр. соч., изд. 4, т. 32, стр. 112).

В. И. Ленин вникает в специальные вопросы, связанные с добычей нефти. 23 февраля 1921 г., обращаясь к работникам Главнефти, он пишет: «В связи с доставленными докладами в Главнефть по вопросу об обводнении нефтяных скважин и грозящей в связи с этим катастрофой, прошу Вас доставить мне сегодня, если возможно, имеющиеся у Вас под рукой материалы (книги, журналы, доклады и пр.) по вопросу о заграничных законах или местных положениях, карающих нефтепромышленников за оставление скважин незакрытыми, за отсутствие

тампонажа, за его нерациональность и т. п. ...» (Собр. соч., изд. 5, т. 52, стр. 79).

О положении с нефтью, необходимости сдачи в концессию одной четверти Баку и Грозного, об открывающемся нефтепроводе Баку — Тифлис — Батум В. И. Ленин говорил на X съезде РКП (б) в марте 1921 г.

В. И. Ленин продолжает следить за положением дел с нефтью.

27 мая 1921 г. в письме в Главнефть и И. М. Губкину есть такие строчки: «Необходимо усилить внимание и заботу о Баку. Прошу внести в СТО программу систематических мер помощи Баку с привлечением зарубежных закупок» (Собр. соч., изд. 4, т. 35, стр. 426).

Основное внимание В. И. Ленина и Советского правительства в те годы было направлено на восстановление и развитие нефтяной промышленности в районах, где она существовала до революции, но уже тогда вставали вопросы о далеких перспективах новых районов.

23 сентября 1919 г. В. И. Ленин получил большую докладную записку А. С. Соловьева о нефтяных месторождениях в Ухтинском районе. В сопроводительном письме А. С. Соловьев пишет о том, что теперь только от В. И. Ленина «зависит дать распоряжение о дальнейшем по отношению осмотра на месте и даже разработки оной» (т. е. нефти) (ЦПА ИМЛ, ф. 2, оп. 1, ед. хр. 11244).

В. И. Ленин направил записку в ВСНХ А. Ломову, а тот И. М. Губкину. В своих «Воспоминаниях» И. М. Губкин (1957) пишет, что докладная записка была внимательно прочитана В. И. Лениным и испещрена пометками. В связи с этой запиской по предложению И. М. Губкина в 1920 г. Главнефть организовала экспедицию на Ухту.

Нефтепроявления в Ухтинском районе были известны задолго до революции. Проводились там и буровые работы. Экспедиция, организованная И. М. Губкиным, была не первой экспедицией в Ухтинском районе в советское время; имеются сведения о том, что в 1918 и 1919 гг. на Ухту выезжали геологи (Лисичкин, 1958).

В. И. Ленин продолжал интересоваться Ухтой. 9 марта 1920 г. он посылает телеграмму А. Ломову, находившемуся в Архангельске: «Постарайтесь разыскать или поручите разыскать печатные материалы и отчеты о нефтеносном районе реки Ухты в музее общества изучения Северного края и в управлении государственными имуществами» (Собр. соч., изд. 5, т. 51, стр. 156).

Однако прошло еще много лет, прежде чем на севере Европейской части СССР возникли промышленные нефтяные, газовые и угольные районы.

Другим новым районом, зарождение которого началось в первые годы Советской власти, был район Средней, Нижней Волги и Заволжья, получивший название второго Баку.

Летом 1919 г. И. М. Губкин осматривал месторождения горючих сланцев на Волге — около Сызрани (Кашпирское) и около Симбирска (Ундорское) — для решения вопроса об их эксплуатации. Посетил он и с. Сюкеево в 20 км от г. Тетюши Казанской губернии, где давно были известны выходы густой нефти.

В октябре 1919 г. И. М. Губкин напечатал в газете «Экономическая жизнь» статью «Горючие сланцы и нефть Поволжья». В ней имеются такие строчки: «При благоприятных условиях разведки к жизни может быть вызван громадный нефтяной район, который будет иметь мировое значение» (Кумок, 1968, стр. 169).

И. М. Губкин предполагал зимой 1919—1920 гг. начать бурение скважин глубиной до 400 м.

Еще в конце прошлого столетия А. П. Павлов, изучавший геологическое строение и признаки нефтеносности Самарской Луки, открыл громадный разлом — Жигулевские дислокации; он писал: «Весьма вероятно, что детальные геологические изыскания вдоль намеченного мною

пути дислокационной трещины приведут к открытию еще большего количества месторождений нефти и асфальта и связь их с дислокационной трещиной будет подтверждена фактически» (Павлов, 1887). Таким образом, И. М. Губкин опирался и на данные А. П. Павлова.

В «Воспоминаниях» И. М. Губкина нет сведений о том, что о возможности нахождения нефти в Поволжье он докладывал В. И. Ленину.

История научных споров и борьба за исследования Второго Баку описаны И. М. Губкиным (1940). Однако попытки бурить скважины на нефть в Поволжье делались уже в 1919 г. По распоряжению командующего Каспийско-Волжской военной флотилией тов. Раскольников у дер. Нижне-Кермолькой Самарской губернии были заложены скважины, места которых определял проф. М. Э. Ноинский. В телеграмме Туркестанскому Центральному исполнительному Комитету В. И. Ленин летом 1919 г., отмечая необходимость работ в Эмбенском районе, пишет: «...одновременно используя в общих интересах часть бурового инструмента для срочных разведок нефти в Волжском районе» (Ленинский сборник, т. XXIV, стр. 74, 75, 1933). Из-за различных трудностей бурение было прекращено и положительных результатов не получено.

С большими трудностями налаживалась наша нефтяная промышленность. Последним ленинским документом, связанным с нефтью, вероятно, является его письмо рабочим Баку.

«Рабочим города Баку

Москва. 6/X.1922

Дорогие товарищи! Я только что выслушал краткий отчет тов. Се-ребровского о положении Азнефти. Трудностей в этом положении очень не мало. Посылая вам свой горячий привет, прошу вас в ближайшее время продержаться всячески. Первое время нам особенно тяжело. Дальше будет легче. Победы мы должны добиться и добьемся во что бы то ни стало.

Еще раз шлю вам лучшие коммунистические приветы.

В. Ульянов (Ленин)» (Собр. соч., изд. 4, т. 33, стр. 336).

В 1921—1922 гг. было добыто только 4,9 млн. т нефти — 53% добычи 1913 г. Однако в 1926—1927 гг. добыча достигла 11,7 млн. т и превзошла уровень 1913 г. на 26%.

В 1968 г. в СССР добыто 309 млн. т нефти.

Ранее, выступая на X съезде РКП(б) в марте 1921 г., В. И. Ленин заявил: «Весь переход от войны к миру, весь переход к хозяйственному строительству,— о чем говорилось на предыдущем съезде партии и что составляло главную заботу и главное внимание всей политики за отчетный год,— все это, конечно, не могло не базироваться и не основываться на учете добычи топлива и его правильном распределении. Без этого ни о преодолении трудностей, ни о восстановлении промышленности не может быть и речи» (Собр. соч., изд. 4, т. 32, стр. 150).

Таково было положение с углем, торфом, горючими сланцами и нефтью в эпоху, когда В. И. Ленин неустанно следил за топливной промышленностью.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

По К. И. Богдановичу (1917), добыча железных руд в 1913 г. составила 9,5 млн. т, в том числе в Южной России 7 млн. т, на Урале 1,8 млн. т, в Центральном районе 417 тыс. т.

Таким образом, Юг России и Урал были давно сложившимися центрами добычи и переработки железной руды, определяющими состояние этой отрасли промышленности в стране.

В. И. Ленин еще в 1913 г. писал: «Относительно железа — одного из главных продуктов современной промышленности, одного из фундамен-

тов, можно сказать, цивилизации — отсталость и дикость России особенно велики» (Собр. соч., изд. 4, т. 19, стр. 276).

Добыча железной руды в России была в 3—4 раза меньше, чем в Великобритании и Франции, и почти в 11 раз меньше, чем в США (Богданович, 1917). В 1917 г. добыча железной руды снизилась до 5,3 млн. т (БСЭ, т. 16, стр. 23). В первые годы после Октябрьской революции вследствие гражданской войны основные железорудные районы были отрезаны или связь с ними часто прерывалась. Добыча железной руды (бурые железняки) непрерывно продолжалась в Приокском (г. Выкса) и Тульском районах, откуда шло снабжение Косогорского завода (у Тулы) и др.

Как только возник вопрос о возможном нахождении железных руд в Курской губернии, В. И. Ленин им заинтересовался.

Не будем останавливаться на всей длительной истории исследований КМА, начиная с 1783 г., когда акад. П. Б. Иноходцев впервые обнаружил ненормальное поведение магнитной стрелки в районе Курска. Не будем также описывать историю магнитометрических исследований проф. Московского университета Э. Е. Лейста, который самоотверженно проводил их в течение 22 лет начиная с 1896 г., невзирая на скептицизм окружающих и отрицательные заключения Геолкома (Архангельский, 1924).

История изучения и разведки КМА подробно описаны М. И. Калгановым и М. А. Коссовским (1968). Много интересных данных из истории исследований и борьбы за КМА имеется в воспоминаниях о В. И. Ленине, написанных И. М. Губкиным, Н. А. Семашко, В. А. Смольяниновым и др. Большой материал по истории изучения и освоения КМА собран в сборнике «Курская магнитная аномалия» (1961). Ряд интересных сведений по истории исследования КМА имеется в книге Я. И. Кумока (1968), в статье С. Н. Шевлякова (1965), в которой приведен большой список литературы и архивных документов, и в брошюре И. А. Бусыгина (1969).

Проф. Лейст в 1918 г. был отправлен на лечение в Германию, где вскоре умер. Перед отъездом он передал в Академию наук П. П. Лазареву отчет о произведенных им работах, который был позднее опубликован (Лейст, 1921).

Известно много документов о КМА, подписанных В. И. Лениным; большинство из них неоднократно публиковалось.

Остановимся кратко на истории КМА после Октябрьской революции, отметив несколько основных моментов.

В конце 1918 г. по инициативе П. П. Лазарева и с одобрения Л. Б. Красина в Академии наук был создан Комитет по исследованию КМА при Московском отделении КЕПС.

10 февраля 1919 г. на заседании СТО под председательством В. И. Ленина было заслушано сообщение Л. Б. Красина о работе комиссии КМА и возможных запасах в миллиард пудов железной руды и необходимости привлечь внимание общественности к этому вопросу (Калганов, 1968). После этого были выделены деньги на работу комиссии и летом 1919 г. на КМА отряд К. С. Юркевича проводил магнитометрические работы, прерванные наступлением денкинской армии.

Комиссия по КМА до 1920 г. работала под председательством П. П. Лазарева. В 1920 г. председателем комиссии стал И. М. Губкин, его заместителем П. П. Лазарев, заведующим геологическим отделом А. Д. Архангельский, заведующим глубоким бурением А. Я. Гиммельфарб. 24 августа 1920 г. СТО принимает постановление, подписанное В. И. Лениным, о разведывании района Курской магнитной аномалии, в котором были предусмотрены различные меры содействия скорейшему выполнению работ, имеющих особое государственное значение. Этим был положен конец возражениям некоторых членов комиссии про-

тив развития исследований КМА. 20 июля 1921 г. было начато бурение скв. № 1 южнее г. Шигры.

В. И. Ленин следил за работами и неоднократно писал разным лицам, указывая на важность работ в КМА. Так, 5 апреля 1922 г. в письме А. И. Рыкову, А. Д. Цюрупе сказано: «Если доклад *Мартенса*... подтвердит серьезность этого дела, то необходимо добиться самого быстрого ведения работ, ни в коем случае не скупиться на необходимые золотые ассигновки и установить специальный надзор за тем, чтобы получение необходимого оборудования из-за границы (алмазного, бурового и т. п.) было проведено с максимальной быстротой. Я очень боюсь, что это дело будет проведено без достаточной энергии. А между тем, по словам *Кржижановского* и *Мартенса*, мы имеем здесь почти наверное невиданное в мире богатство, которое способно перевернуть все дело металлургии» (Собр. соч., изд. 5, т. 54, стр. 226, 227).

День спустя В. И. Ленин пишет Г. М. Кржижановскому: «Вчера Мартенс мне сказал, что «доказана» (Вы говорили «почти») наличность невиданных богатств железа в Курской губернии.

Если так, не надо ли *весной уже* —

- 1) провести там необходимые узкоколейки?
- 2) подготовить ближайшее торфяное болото (или болота?) к разработке для постановки там электрической станции?..

Дело это надо вести сугубо энергично. Я очень боюсь, что без тройной проверки дело заснет. Когда я уеду, не забудьте, что у Рыкова и Цюрупы есть мое письмо об этом» (Собр. соч., изд. 5, т. 54, стр. 227, 228).

2 сентября 1922 г. на глубине 155 м была встречена крепкая порода, и долото, извлеченное из скважины, было настолько намагничено, что притягивало около 30 кг железных предметов.

Наконец 7 апреля 1923 г. с глубины 167 м был поднят первый керна железистых кварцитов. Этим была доказана причина аномалии: началось выявление громадного железорудного месторождения.

9 июля 1923 г. постановлением ВЦИК за подписью М. И. Калинина Особая комиссия по изучению Курской магнитной аномалии была награждена орденом Трудового Красного Знамени. В ту пору В. И. Ленин был уже тяжело болен и находился в Горках.

И. М. Губкин, вспоминая период работы Комиссии КМА, говорит: «Продвинуть это дело, у которого с самого начала оказалось врагов гораздо больше, чем друзей, протолкнуть его через все препятствия можно было только при постоянной помощи Владимира Ильича... То одного, то другого не хватало. Частенько приходилось беспокоить своими просьбами Ильича» (Губкин, 1957, стр. 315).

Однако на пути дальнейшего освоения КМА было еще очень много трудностей. В связи с тем, что железистые кварциты из скв. № 1 содержали только 30—32% железа, опять возникли сомнения в целесообразности затрат, и 31 марта 1926 г. Особая комиссия по изучению КМА была ликвидирована. Восстановлена комиссия была только в 1929 г. Основными ее деятелями были И. М. Губкин, А. Д. Архангельский, П. П. Лазарев.

27 апреля 1933 г., через 10 лет после получения первого керна с железистыми кварцитами, из первой шахты КМА им. акад. И. М. Губкина была поднята первая бадья богатой руды.

В 1968 г. на КМА было добыто 15,2 млн. т железной руды, а всего в СССР более 170 млн. т.

Так, инициатива, настойчивость, труд передовых ученых и инженеров, получившие полную поддержку В. И. Ленина, преодолели косность и скептицизм, и молодая советская геология одержала крупную победу.

В 1913 г. в России было выплавлено 30 000 т меди, 1500 т свинца и 3000 т цинка. В том же году импорт этих металлов соответственно оценивался в 7000, 61 500 и 28 000 т. Во время гражданской войны и интервенции основные районы добычи руд цветных металлов — Урал, Сибирь, Кавказ — были отрезаны от центра Республики и переживали тяжелые дни разрухи.

В ленинском архиве сохранилось около 70 документов-писем, телеграмм, записок, постановлений, прямо или косвенно связанных с вопросами развития промышленности цветных металлов. Они относятся главным образом к Рудному Алтаю, где при царизме властвовало Русско-Азиатское объединенное общество, одним из заправил которого был английский промышленник Лесли Уркарт.

Октябрьская революция положила конец хозяйничанию иностранного капитала в Риддере на Алтае. 11 мая 1918 г. Совнарком вынес постановление, подписанное В. И. Лениным, о национализации компаний.

В телеграмме ЦИК Киргизской республики Сибревкому и другим организациям председатель СТО В. И. Ленин 6 октября 1921 г. сообщал о мерах, необходимых для налаживания производства: «Риддерские, Зырянские, Экибастузские и все мелкие рудники, расположенные в этих районах, со всем оборудованием остаются в ведении Киргпромбюро...». «Работы на рудниках по ремонту подъездных путей, по ремонту приводной канавы на Риддере, по постройке Риддерского опытного электролитного завода и по приведению в порядок Риддерской обогатительной фабрики должны производиться в ударном порядке...» (Собр. соч., изд. 5, т. 53, стр. 243—244).

По указанию В. И. Ленина было усилено партийное руководство: во главе риддерского предприятия был поставлен Р. А. Дрейман, старый большевик (ЦПА ИМЛ, ф. 124, оп. 1, ед. хр. 613, л. 6). Много лет спустя он напишет в своих воспоминаниях о том, как В. И. Ленин, посылая его на Алтай, в Риддер, предложил своей работой доказать, что молодая Советская власть может эксплуатировать свои богатства без помощи иностранцев.

По инициативе В. И. Ленина была создана Комиссия по оказанию помощи риддерцам. Ее возглавил профессиональный революционер, большевик И. К. Михайлов (ЦПА ИМЛ, ф. 124, оп. 1, ед. хр. 1299, л. 7, 14). В. И. Ленин перед отъездом беседовал с ним о целях и задачах комиссии, написал для него специальное письмо к «партийным товарищам Сибири, Урала и Киргизстана» и просил «всех товарищей оказать и председателю этой комиссии и всем ее членам всяческое и всестороннее содействие. Дело имеет громадную общегосударственную и общесоветскую важность» (Собр. соч., изд. 5, т. 54, стр. 3).

Комиссия, изучив положение дел на месте, установила, что рабочие сами справятся с восстановлением предприятия. На собрании рабочих Риддера была принята следующая резолюция: «Мы, риддерские рабочие, клянемся своими рабочими жизнями, что отдадим все, что есть, наши жизни, для борьбы с хозяйственной разрухой. Клянемся, что мы, рабочие, восстановим все риддерские рудники, фабрики, заводы» (Госархив Семипалатинской обл., ф. 73, оп. 1, ед. хр. 20, л. 46).

Вспоминая о заседании Совнаркома 2 октября 1922 г., на котором стоял вопрос о положении в Риддере, Р. А. Дрейман писал: «Это был критический момент, только что Красин подписал предварительный договор с Уркартом. Утвердит ли Совнарком этот договор или не утвердит? На весь доклад было отпущено пять минут, я растерялся, не представляя, что можно сказать за пять минут, но Владимир Ильич задал несколько вопросов» («Рудный Алтай», 11 марта 1965 г.). Отвечая В. И. Ленину, Р. А. Дрейман уложился в отпущенное время. Он доло-

жил о результатах труда рабочих, добывших 150 тыс. т полиметаллической руды, десятки тонн свинца. Концессия Уркарта не была утверждена.

Трудящиеся Рудного Алтая сдержали свое слово. За годы Советской власти Риддер (ныне г. Лениногорск) превратился в крупнейшую сырьевую базу цветной металлургии СССР.

РАДИОАКТИВНОЕ СЫРЬЕ

В начале XX в. в предгорьях Алайского хребта приступили к добыче урановой руды. Рудник Тюямуюн принадлежал частному обществу, имевшему в Петербурге опытный завод для извлечения из минерала тюямунита соединений урана, радия и ванадия. Завод, почти 6 лет занимавшийся безуспешными поисками технических методов получения радия, в 1913 г. прекратил свое существование.

Проблема национального радия получила у нас истинное признание лишь с победой Октября.

Центральным вопросом, обсуждавшимся на заседании Президиума ВСНХ 18 марта 1918 г., был доклад заведующего Отделом химической промышленности Л. Я. Карпова «Об остатках урано-ванадиевой руды».

Л. Я. Карпову стало известно, что указанное выше сырье являлось «предметом спекуляции и первоначально предполагалось к продаже в Англию; в настоящее время намечено к вывозу в Германию». Президиум ВСНХ наложил секвестр на данные радиоактивные материалы, находившиеся на складах общества в Петрограде (ЦГАНХ СССР, ф. 3429, оп. 1 с/п. д. 379, л. 3; оп. 1, д. 5, л. 55).

А. Е. Ферсман сформировал в составе КЕПС отдел, в ведение которого и перешла проблема создания радиевого завода. В дальнейшем этот отдел проводил работу по изучению не только радиоактивных элементов (радия, иония, мезотория, полония, актиния, урана и тория), но и других редких элементов (Архив АН СССР, Ленингр. отд., ф. 132, оп. 1, д. 138).

В мае 1918 г., немецкие войска стали угрожать Петрограду. Для города на Неве настали самые трудные недели. «Красная газета» от 18 мая писала: «Наступление анархии в Петрограде может служить поводом для занятия Петрограда немцами...».

21 мая А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, А. А. Яковкин, Л. М. Лялин, Л. С. Коловрат-Червинский и К. К. Матвеев обратились в Совнарком с просьбой предпринять любые шаги с тем, чтобы немедленно начать эвакуацию из Петрограда радиоактивных сырьевых материалов. Ученые писали: «...Дело правильной постановки всестороннего изучения радия в России и, быть может, даже и создание с этой целью в будущем специального учреждения, дело большой государственной важности будет зависеть в первую очередь от тех запасов соединений радия, которыми русские ученые будут располагать».

По их мнению, «До вывоза секвестрованного сырья из Петрограда... вообще представляются преждевременными все хлопоты по организации завода, так как секвестрованному сырью, пока оно находится в Петрограде, угрожает несомненная опасность, вследствие большого интереса к радю, проявленного со стороны Германии» (ЦГАНХ СССР, ф. 3429, оп. 60, д. 16, л. 96). Действительно, в 1918 г. германское правительство предлагало передать ему в счет платежей по Брестскому договору радиоактивные остатки и месторождения радиевых руд (ЦГАНХ СССР, ф. 3106, оп. 1, д. 101, л. 132).

Был ли В. И. Ленин знаком с этой запиской петроградских ученых? Обратимся к телеграмме секретаря Совнаркома Н. П. Горбунова.

«Петроград Центроколлегии Иванову.

Запасы радиевой руды, переданные Комиссии Академии наук, составляют содержанием радия 10 процентов всего мирового запаса. Ценность совершенно исключительная, несоизмеримая деньгами. Настоятельно прошу энергично двинуть скорейшую эвакуацию. Телеграфуйте мне ответ.

Секретарь Совнаркома Горбунов» (ЦПА ИМЛ, ф. 5, оп. 1, ед. хр. 29, л. 34).

Очевидно, только после того как было получено указание В. И. Ленина, секретарь Совнаркома мог бы отправить такую ответственную телеграмму.

В. И. Лениным подписан такой важный документ, как постановление Совнаркома от 11 июня 1918 г. об отпуске средств из Государственного казначейства Отделу химической промышленности ВСНХ на эвакуацию из Петрограда в Березники радиоактивных материалов (Трушина, 1963).

12 июля 1918 г. на заседании Совнаркома под председательством В. И. Ленина была утверждена подробная смета расходов КЕПС на организацию исследования радиоактивных минералов на 1918 г. (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 1, д. 155, л. 102).

В. И. Ленин 30 июля 1918 г. подписал постановление Совнаркома об ассигновании 418 500 руб. Отделу химической промышленности ВСНХ на II полугодие 1918 г. для КЕПС на организацию и эксплуатацию пробного химического завода по извлечению радия из сырья (ЦГАОР, ф. 130, п. 2, д. 22, л. 19).

В. И. Ленин очень интересовался строительством пробной установки в Березниках. Иллюстрацией может быть его телеграфное распоряжение, помеченное 28 октября 1918 г.

«Пермь, Уралсовнархоз Копии Усолъе исполкому, Усолъе заводоуправлению Березниковского завода.

Предписываю Березниковскому заводу немедленно начать работы по организации радиевого завода, согласно постановлению Выссовнархоза. Необходимые средства отпущены Совнаркомом. Работы должны вестись под управлением и ответственностью инженера-химика Богоявленского, которому предлагаю оказать полное содействие. Предсовнаркома Ленин»⁵ (Собр. соч., изд. 5, т. 50, стр. 375).

Пока в Березниках готовились к организации работ по извлечению радия, обстановка на Восточном фронте резко изменилась. 27 декабря 1918 г. Березниковский содовый завод заняли колчаковцы.

Сразу после разгрома Колчака ВСНХ направил комиссию на Березниковский завод, чтобы выяснить вопрос о возможности возобновления работ и выбрать место для пробного завода. Вывод комиссии был таков: пробную установку целесообразно соорудить на Бондюжском химическом заводе на р. Каме.

В мае 1920 г. на пристань «Тихие горы» было доставлено радиевое сырье. Тут и был осуществлен химический способ обработки сырьевых материалов с высокоэффективным извлечением радия, урана и ванадия. Заслуга по созданию соответствующей технологической схемы и воплощению ее в жизнь принадлежит ученику Н. С. Курнакова И. Я. Башилову, который был заведующим заводом (установкой) со времени его основания.

1 декабря 1921 г. В. Г. Хлопин запечатал в стеклянную трубку первый препарат бромистой соли радия из русского сырья (Либман, Плоткин, 1964; Либман, 1966).

В 1921—1922 гг. в Петрограде организуется новый центр исследований по радиоактивности и редкоземельным элементам — Государственный радиевый институт (ГРИ).

⁵ Телеграмма подписана также членом Президиума ВСНХ заведующим химотделом Л. Карповым и зав. научно-техническим отделом Н. Горбуновым.

Выступая с докладом в декабре 1923 г., А. Е. Ферсман заявил, что «количество добытого радия уже сейчас, после первого года работы настолько велико, что я не решился бы положить его к себе в карман, так заметна была бы причиненная им рана... Этот русский радий опирается не только на те руды, которые были раньше добыты, но и те запасы, которые в прошедшем году были обнаружены в Ферганском руднике» (Ферсман, 1924).

Так, еще при жизни В. И. Ленина была решена проблема получения русского радия.

КАЛИЙ

Калий в дореволюционной России не добывался. В 1913 г. импорт калиевых солей составлял 77 тыс. т. Русские геологи пытались найти месторождения калиевых солей в своей стране (Глушков, 1915; Соловьев, Звягинцев, 1960).

10 октября 1916 г. на заседании физико-математического отделения Академии наук Н. С. Курнаков, докладывая «О нахождении калиевого минерала хлористого калия или сильвина — в России», по этому поводу говорил: «До последнего времени все попытки отыскать в пределах России месторождения весьма важных в техническом отношении калиевых минералов — карналлита, сильвина — оставались безуспешными». Он сообщал, что образцы, полученные из Соликамска, содержат до 34% солей калия.

Позднее химические анализы других образцов солей, окрашенных в буроватый и красный цвета, показали, что количество хлористого калия доходит до 63,23% (Курнаков, Белоглазов, Шматько, 1917).

В 1925 г. под руководством геолога Геологического комитета П. И. Преображенского была пробурена скважина, вскрывшая слои калиевых солей (Преображенский, 1926).

На I Всесоюзном горнотехническом съезде в апреле 1926 г. Н. Н. Тихонович сообщил, что «Дальнейшие разведки обнаружили присутствие калийных солей на площади до 40 км²... Значение этих перспектив колоссально для СССР, так как не только избавит нас от зависимости в этом отношении от заграничного рынка, но и позволит провести планомерные мероприятия для поднятия уровня нашего сельского хозяйства» (Труды I съезда, т. 3, стр. 388, 1927).

В 1926 г. постановлением СТО был организован калийный трест для добычи солей и их переработки. В 1927 г. была заложена первая шахта, а в 1930 г. она выдала первый отечественный сильвинит.

Интересно отметить, какую бурную реакцию капиталистических магнатов вызвало открытие калийных солей в СССР.

В. В. Куйбышев на XVI партийном съезде в 1930 г. сообщает о крупном немецком промышленнике Арнольде Рейхберге, разразившемся «исключительной по своей наглости статьей против Советского Союза, осуществляющего свой пятилетний план...». В. В. Куйбышев далее цитирует немецкую газету «Вельт ам Абенд», раскрывшую действительную причину этого антисоветского выступления: «Мы намерены раскрыть секрет упорных домогательств Рейхберга. Владельцы калиевых заводов Германии и Французского Эльзаса являются мировыми монополистами калия. В последние годы у них появился конкурент в лице СССР. Соликамские калиевые залежи более германских и французских вместе взятых. С открытием соликамского калия начались антисоветские выступления А. Рейхберга. Монополия концерна Рейхберга под угрозой, и поэтому нужно скорее объявить крестовый поход против СССР» (Куйбышев, 1930, стр. 843).

Это яркий пример того, как успехи геологов, укрепляющие промышленность и экономическую мощь СССР, вызывали бешеную ярость наших врагов, желающих в бессильной злобе уничтожить страну Советов.

Кара-Богаз-Гол как месторождение глауберовой соли было известно задолго до революции.

В 1916 г. вышел сборник «Карабогаз и его промышленное значение», в котором были статьи Н. И. Андрусова, Н. С. Курнакова и др.

В общих заключениях авторы отмечают, что Карабогазский залив «благодаря особенностям своей геологической истории и химического состава воды Каспийского моря, является величайшим в свете месторождением сернонатриевой соли»⁶.

О необходимости изучения Кара-Богаз-Гола упоминается в плане исследования природных ресурсов России, составленном КЕПС в марте 1918 г. и приложенном к письму А. П. Карпинского наркомом А. В. Луначарскому (Организация..., 1968, стр. 119).

В. И. Ленин в известной статье об очередных задачах Советской власти в апреле 1918 г. упоминает Карабугаз как сырьевую базу для химической промышленности.

Н. П. Горбунов — один из ближайших помощников В. И. Ленина, — будучи заведующим научно-техническим отделом ВСНХ, 27 ноября 1918 г. созвал совещание, посвященное Карабугазу⁷. Среди ученых были: Н. С. Курнаков, П. П. Лазарев, Л. А. Чугаев, Я. В. Самойлов, Л. Я. Карпов и др.

Н. П. Горбунов на другой день написал большое взволнованное письмо В. И. Ленину, описывал первые контакты с учеными и спрашивал его советов относительно работы НТО. Вот один из абзацев этого письма: «После вчерашнего совещания о Кара-Богазе, о роли его, Баку и всего Каспийского района как мирового центра будущей химической промышленности, о тех химических работах, которые нужно ставить немедленно, чтобы найти, изыскать методы применения сульфата, который десятками миллионов пудов ежегодно отлагается по берегам Кара-Богаз, о технических процессах, которые нужно придумать, чтобы дешево превращать сульфат в соду и серную кислоту — основу всякой большой химической промышленности, профессора, специально приехавшие из Питера на это заседание, еще долго оставались у меня и оживленно, восторженно говорили о новой работе, о новых планах, а после, увлекшись, пошли домой не по панели, а по середине улицы. Они сами начинают увлекаться, а воодушевившись, начинают зажигать своих скептиков-коллег. Я знаю наших ученых, ничего подобного я никогда еще не видел» (Организация..., 1968, стр. 87).

2 декабря 1918 г. на заседании КЕПС Н. С. Курнаков доложил о результатах совещания у Н. П. Горбунова. Отъезд подготовленной Карабугазской экспедиции решено отложить «ввиду затруднительности при современных политических условиях совершить плавание по Каспийскому морю» (Организация..., 1968, стр. 178).

По окончании гражданской войны впервые в послереволюционный период возникла благоприятная обстановка для посылки в залив Карабугаза экспедиции.

В июле 1921 г. ВСНХ отправил научно-промышленную экспедицию из 21 человека под начальством Н. И. Подкопаева.

В. И. Ленин интересовался проблемой Карабугаза. 17 августа 1921 г. он посылает в редакции «Известий», «Правды» и В. Н. Ипатьеву следующее письмо: «В газетах «Известия» и «Правда» была на днях заметка относительно неиспользованных богатств Кара-Бугаза. Если мож-

⁶ В каталоге личной библиотеки В. И. Ленина в Кремле эта книга имеется: «Карабогаз и его промышленное значение», 2-е доп. изд., Пг., Госиздат, 1922. В этой библиотеке имеется около 100 книг по геологии, полезным ископаемым и горной промышленности.

⁷ В настоящее время принято название «Кара-Богаз-Гол». Раньше употребляли разные названия.

но, я бы просил передать автору или сообщить ему через газету, что мне очень важно иметь подробные сведения как о том, насколько технически подготовлен к этому вопросу автор, так и то, как долго он изучал вопрос на месте» (Собр. соч., изд. 5, т. 53, стр. 125).

Речь шла о статье Гольдебаева («Правда» от 13/8—1921), в которой приведены некоторые материалы из работ экспедиции на Кара-Богаз-Голе. Начальник отдела химической промышленности ВСНХ В. Н. Ипатьев сообщил В. И. Ленину, что практическое использование сырьевых запасов залива затруднительно из-за нехватки топлива и транспорта. Примерно через месяц (29 сентября 1921) в «Правде» публикуется статья председателя Главсоли М. И. Лациса о Кара-Бугазе. В связи с этим В. И. Ленин в тот же день пишет И. П. Горбунову: «Надо выяснить дело насчет Кара-Бугаза. Если очень заняты, можно отложить на несколько дней, но не больше».

Лацис в «Правде» от 29.IX опять повторяет «Золотое дно». Возьмите в секретариате СНК мою недавнюю переписку с профессором Ипатьевым (членом коллегии ВСНХ), специалистом и главой нашей химической промышленности.

Он мне отвечал: нельзя пустить в ход теперь.

Главсоль ошибается или кто?

Взять ли данные Главсоли и посмотреть на их солидность или поступить как-либо иначе?

Осведомитесь и скажите мне».

(Собр. соч., изд. 5, т. 53, стр. 225—226).

В 1924 г. на Кара-Богаз-Голе началась промышленная добыча сульфата натрия.

Н. С. Курнаков в 1925 г. («Правда», 13 сентября) писал, что результаты работ экспедиции подтвердили, что «Карабугаз — единственный в мире по своему богатству источник глауберовой соли».

ФОСФОРИТЫ

До революции фосфориты добывались в Подольской, Бессарабской, Курской, Смоленской, Костромской и Орловской губерниях. В 1910 г. всего было добыто 17 100 т и ввезено 25 380 т фосфоритов и 122 650 т суперфосфата.

С 1908 г. начала работать Комиссия по исследованию фосфоритов при Московском сельскохозяйственном институте под руководством Я. В. Самойлова и А. Д. Архангельского.

Как уже упоминалось, В. И. Ленин в 1918 г. подписал декрет об организации в Москве Научного института по удобрениям, который в течение ряда лет проводил широкие геологические, химико-технологические и агрохимические исследования фосфоритов. Советское правительство с первого же года уделяло внимание развитию фосфоритовой промышленности. 2 августа 1918 г. В. И. Ленин подписал постановление СНК об отпуске специальных ассигнований на разработку фосфоритов (ЦПА ИМЛ, ф. 19, оп. 1, ед. хр. 170, л. 4). До 1925 г. выявлено громадное Верхне-Камское месторождение, разведаны Егорьевское, Кинешемское и другие, на которых началась разработка. Добыча фосфоритов уже в 1922 г. превысила довоенную и достигла 30 000 т.

БОКСИТЫ

Дореволюционная Россия, несмотря на огромное значение алюминия, не имела выявленной сырьевой базы для его получения. В 1913 г. импорт алюминия составил 2000 т.

В годы первой мировой войны России безотлагательно требовался этот легкий металл. Создалось безвыходное положение в ряде производств, работавших на оборону. Об этом свидетельствует хотя бы такой

факт: «...Артиллерийское ведомство, озабоченное получением алюминия отечественного происхождения, в видах поощрения розыска бокситов в России, в свое время предложило особую премию в 50 000 руб за одно указание месторождения этого полезного минерала...» (Овсянников, 1919, стр. 60).

В конце 1916 г. П. П. Тимофеев прислал в Геологический комитет образцы пород, найденных по р. Воложба в Тихвинском уезде Новгородской губернии. Анализ, проведенный в Геолкоме и В. И. Исколем (1919), показал содержание Al_2O_3 до 55% и SiO_2 до 18%.

Летом 1917 г. разведочные работы, проведенные от Геолкома М. М. Васильевским, выявили несколько месторождений бокситов, по которым был сделан подсчет запасов (Васильевский, 1917, 1926).

Разведочные работы продолжались и в последующие годы. Однако сравнительно большое и необычное для зарубежных месторождений содержание SiO_2 затрудняло разработку способов получения алюминия из тихвинских бокситов.

Детальное исследование многочисленных образцов, проведенное Н. С. Курнаковым и Г. Г. Уразовым с применением термического анализа, установило минералогический состав бокситов. Работами А. Н. Кузнецова и Е. И. Жуковского были выработаны способы обработки тихвинских бокситов (Уразов, 1923).

В начале 1923 г. Первая Всероссийская конференция по изучению естественных производительных сил России в одном из пунктов решения записала: «Ввиду важности установления алюминиевой промышленности, необходимо ускорить работы, ведущиеся Бокситовым комитетом. Алюминиевой комиссией ВСНХ и другими учреждениями по отношению к источникам электрической энергии, рудам, способам их обработки и вспомогательным материалам... Тихвинские бокситы... являются вполне пригодными для алюминиевого производства» (Бюллетень... 1923, стр. 21).

Нам не известны в настоящее время какие-либо документы об организации алюминиевой промышленности, подписанные В. И. Лениным. Однако при составлении плана ГОЭЛРО предусматривалась и разработка тихвинских бокситов, и с этими материалами В. И. Ленин был хорошо знаком.

В 1929 г. под руководством П. П. Федотьева на заводе «Красный Выборжец» были получены первые слитки советского алюминия. В 1930 г. начал работать Ленинградский опытный алюминиевый завод.

СЛЮДА

С самого начала осуществления плана ГОЭЛРО ученым и практикам пришлось заниматься вопросами организации производства электротехнической слюды. Геологи и горняки взялись за оживление запустевших мусковитовых копей на Беломорье.

В скором времени Петроградское отделение Центрального электротехнического совета провело исследование беломорской слюды, установившее ее прекрасное качество, «не уступающее, по данным анализов и испытаний, индийской...» (Дубовик, Либман, 1966, стр. 145).

В 1922 г. «Производственно-техническая газета» писала: «...разработка мусковитовых белых пегматитов в районе северо-западного побережья Кандалакшского залива легко может покрыть русское потребление (слюды)».

Коротенькая записка от 17 октября 1922 г. главы Советского правительства гласит: «Поддерживаю ходатайство тов. Шотмана о постройке писчебумажной фабрики в Карелии и о разработке слюды. Если нет препятствий особого рода, прошу ускорить дело.

Пред. СНК

В. Ульянов (Ленин)». (Собр. соч., изд. 5, т. 54, стр. 299).

В тяжелых условиях экономической разрухи начали менять облик: слюдяные копи Беломорской стороны.

«Работами русских геологов сейчас зафиксировано свыше 30 отдельных месторождений мусковита превосходного качества... Эксплуатация беломорских слюдяных месторождений... сможет не только с избытком покрыть годовое потребление в России..., но и дать первосортный материал на заграничный рынок». Так говорил А. Е. Ферсман (Ферсман, Куплетский, 1923).

В первые годы Советской власти (до 1924—1925 гг.) при добыче всех сортов слюды она не находила достаточного применения в экономике страны и рассматривалась преимущественно как продукция, шедшая на экспорт.

В 1921—1923 гг. велись переговоры об американской концессии на разработку слюды в Мамском районе (Сибирь). В 1924 г. привлечение иностранного капитала в слюдяное дело стало уже ненужным.

«Правда» от 1 февраля 1925 г. сообщала, что Институтом прикладной минералогии по заданиям СТО будут разрабатываться месторождения слюды в Сибири, что и было затем осуществлено (Марков, Лашев, 1933).

ГРАФИТ

В России давно было известно несколько графитовых месторождений, в том числе Ботогольское, Туруханское и Курейское в Западной Сибири, а также месторождения на Урале, Украине, Кавказе и других работах. Однако добыча была небольшая и нерегулярная — около 100—160 т в год, а импорт в 1913 г. — 4000 т (Яхонтов, 1926).

В 1921 г. В. И. Ленин познакомили с только что напечатанной статьей академика В. Н. Ипатьева (1921) о необходимости использования туруханского графита. В статье приводились подробные данные о высоком качестве графита, расчеты потребности графита в разных отраслях промышленности, в том числе электродной для строящегося алюминиевого завода, указывалось на возможность экспорта туруханского графита. По тексту статьи В. И. Ленин сделал многочисленные замечки (Трошина, Полякова, Вольфович, 1965).

29 ноября 1921 г. В. И. Ленин пишет Н. П. Горбунову:

«Затребуйте сведений

1) от Внешторга о цене графита и условиях сбыта его. (Ведь это — валюта?)

2) от Сиб. СНХ об опыте заготовки и продажи графита в 1921 году (такой опыт был).

Может быть, и в Госплане есть сведения. Собранный материал послужит для выводов и для особого постановления СТО» (Собр. соч., изд. 5, т. 54, стр. 40).

В 1921 г. Англии было продано несколько сот тонн графита. По данным Н. Яхонтова (1926), в 1921—1924 гг. добывалось небольшое количество туруханского и курейского графита. В 1926—1927 гг. общая добыча достигла 7000 т.

* * *

В приведенном выше материале изложены или цитированы далеко не все документы, подписанные В. И. Лениным, по вопросам, связанным с изучением полезных ископаемых и развитием горной промышленности в первые годы Советской власти. В журнальной статье невозможно дать и необходимые комментарии к ряду документов, которые лучше бы пояснили их значение и общую политико-экономическую обстановку в стране в различные годы.

Мы не касались вопроса о горных концессиях, которым В. И. Ленин придавал большое значение как в деле восстановления промышленно-

сти, так и для налаживания отношений с капиталистическим миром. Для более полной характеристики мер, принимавшихся Советским правительством для восстановления народного хозяйства Республики, необходимо было хотя бы коротко очертить роль С. Орджоникидзе, Ф. Дзержинского, С. Кирова и других соратников В. И. Ленина, а также же таких учреждений, как ВСНХ, Главнаука Наркомпроса и др.

Наконец, весьма интересен вопрос о том, как научная и инженерно-техническая интеллигенция постепенно вовлекалась в творческую работу и какие сложные пути пришлось преодолевать многим из них, как направлял этот процесс В. И. Ленин.

Все эти вопросы, теснейшим образом связанные с деятельностью В. И. Ленина, требуют глубокого отдельного изучения и освещения.

Подводя же итог материалам, изложенным выше, можно сделать следующие выводы.

Изучение, выявление и подготовка минерально-сырьевой базы, необходимой для становления развития народного хозяйства, происходило в очень сложных политических и тяжелых экономических условиях гражданской войны и интервенции.

Восстановление ряда отраслей промышленности проходило на новой технической основе. Так, благодаря инициативе передовых ученых и инженеров, сразу после Октябрьской революции начавших работать с Советской властью, был решен вопрос о сжигании высокозольного подмосковного угля в пылевидном состоянии на Каширской ГЭС, разработан и применен новый тип топок для торфа в Шатуре, окончательно разработан и применен гидравлический способ добычи торфа, разработана новая схема комплексного использования горючих сланцев, установлены физико-химические основы использования солей Кара-Богаз-Гола, разработана методика термического анализа, позволившего детально изучить тихвинские бокситы и дать основу для установления технологии их переработки, разработан новый метод извлечения радия, урана и ванадия из отечественных руд.

В. И. Ленин знал о всех трудностях в развитии промышленности, всемерно поддерживал начинания и предложения ученых и инженеров, направленных как на решения специальных, так и перспективных вопросов.

Даже только по документам, относящимся к минеральному сырью и горной промышленности, проявляются отличительные черты стиля работы В. И. Ленина:

- оперативность (возникает вопрос, даются краткие сроки на подготовку к обсуждению, принимается решение),

- чувство нового (энергичная поддержка гидроторфа, проблемы КМА, Кара-Богаз-Гола, радий и др.).

- связь теоретических исследований и промышленного использования (утверждение широкой программы работ по сланцам),

- постоянное внимание к правам и ответственности специалистов (указания И. М. Губкину, Р. Э. Классону и др. о настойчивости при выполнении работ; спрос за выполнение взятых обязательств),

- постоянная забота о доведении до конца всех начинаний и решений; проверка и контроль исполнения,

- немедленное вовлечение масс в решение вопросов подъема промышленности (широчайшая пропаганда плана ГОЭЛРО, организация торфодобычи и др.).

Исключительная эрудиция В. И. Ленина, его знание экономики, непоколебимая вера в победу нового социалистического строя, поразительная энергия и трудоспособность сплачивали партию и весь народ, позволили разгромить контрреволюцию и интервенцию и преодолеть невероятные трудности при восстановлении народного хозяйства.

В тяжелые дни Брестского мира, весной 1918 г. В. И. Ленин писал: «У нас есть материал и в природных богатствах, и в запасе человеческих сил, и в прекрасном размахе, который дала народному творчеству революция, — чтобы создать действительно могучую и обильную Русь» (Собр. соч., изд. 4, т. 27, стр. 134—135).

Сейчас наша страна достигла такого могущества, таких экономических показателей, которые в десятки и сотни раз превосходят показатели первого пятилетия Советской власти.

Однако основа наших нынешних успехов была заложена именно в те далекие, героические годы. В сознании каждого гражданина Советского Союза они навсегда связаны с именем Владимира Ильича Ульянова-Ленина, создателя Коммунистической партии Советского Союза, руководителя величайшей социальной революции и основателя первого в мире социалистического государства, вождя международного рабочего класса, всех трудящихся.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Курская магнитная аномалия. Госиздат, М.—П., 1924.
Богданович К. И. Железные руды России. Изд. Геол. ком., СПб., 1911.
Богданович К. И. Железо. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 2, Изд. Ак. наук, Пг., 1917.
Бусыгин И. А. Эрнест Егорович Лейст. «Наука», М., 1969.
Бюллетень Всероссийской конференции по изучению естественных производственных сил России, № 3, М., 1923.
Васильевский М. М. О бокситах Тихвинского уезда Новгородской губернии.— Изв. Геол. ком., 1917, т. 36.
Васильевский М. М. Материалы по исследованию тихвинских бокситов.— Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 10.
Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии, т. 1, вып. 2, СПб., 1909.
Гапеев А. А. Геолог Л. И. Лутугин.— Индустр. социализма, 1939, № 5.
Геология месторождений угля и горючих сланцев, т. 11, Сланцы. «Недра», 1968.
Глушков Н. И. О поисках каменной поваренной соли и калийных солей в северо-восточной России.— Уральский техник, 1915, № 9—10.
Горбунов Г. И. Минерально-сырьевая база СССР. М., «Знание», 1969.
Губкин И. М. Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). М., Изд-во АН СССР, 1940.
Губкин И. М. Воспоминания о Владимире Ильиче Ленине.— В кн.: Воспоминания о В. И. Ленине, т. 2, М., Госполитиздат, 1957.
Дубовик М. М., Либман Э. П. Две жизни чудесного камня. М., «Недра», 1966.
Естественные производительные силы России, т. IV. Полезные ископаемые. Изд-во КЕПС, Пг., 1918—1924.
Звягинцев О. Е. История уральской платины.— Тр. Ин-та истории естеств. и техн. АН СССР, 1955, т. 6.
Ипатьев В. Н. Необходимость постановки электродного производства из туруханского графита.— Тр. Научн.-техн. отд. ВСНХ, вып. VI, М., 1921.
Искуль В. И. О химическом и минералогическом составе тихвинских бокситов и бокситовых пород.— В сб.: Тихвинский боксит. Матер. по изуч. естеств. производ. сил России, вып. 31, Пг., Изд-во АН, 1919.
Калганов М. И., Коссовский М. А. Великий дар природы. М., «Недра», 1968.
Клеопов И. Л. Геологический Комитет. 1882—1929 гг. М., «Наука», 1964.
Куйбышев В. В. Доклад о пятилетнем плане. XVI съезд ВКПб 26 июня — 13 июля 1930 г. Стенограф. отчет, ч. II, М., Госполитиздат, 1930.
Кумок Я. И. Губкин. М., «Молодая гвардия», 1968.
Курнаков Н. С., Белоглазов К. Ф., Шматько М. К. Месторождения хлористого калия Соликамской соленосной толщи. Изв. Акад. наук. Отд. физ.-матем. наук, Пг., 1917.
Курнаков Н. С. Химические институты Академии наук.— «Правда», 1925, 13 сентября, № 209.
Курнаков Н. С. Тихвинские бокситы и их использование для получения алюминия.— Технич.-экон. вестн., 1925, № 8—9.
Курская магнитная аномалия. Сборник, т. 1, 2, Белгородское изд-во, 1961.
Лейст Э. Е. Курская магнитная аномалия. М., Госиздат, 1921.
Либман Э. П., Плоткин С. П. У истоков научных работ по редким металлам.— Природа, 1964, № 11.
Либман Э. П. Русский радий.— Природа, 1966, № 6.
Линденер Б. А. Обзор деятельности КЕПС за 1915—1920 гг. Пг., Изд-во АН, 1922.
Лисицкий С. М. Очерки развития нефтяной промышленности. СССР. Госгостехиздат, М., 1958.

- Марков П. Н., Лашев Е. К. Слюда.— В кн.: Создание и развитие промышленности неметаллических ископаемых, X лет работы ИПМ. М., Геолиздат, 1933.
- Мусабеков Ю. С. На заре советской химии. Верхн.-Волжск. изд., Ярославль, 1969.
- Овсяников Б. П. Боксит в техническом отношении.— В кн.: Тихвинский боксит. Матер. по изуч. естеств. производит. сил России, вып. 31, Пг., Изд-во АН, 1919.
- Организация науки в первые годы Советской власти (1917—1925). Сборник документов, Л., «Наука», 1968.
- Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1918 г.— Изв. Геол. ком., 1923, т. 38, № 1.
- Очерк месторождений ископаемых углей России. СПб., Изд. Геол. ком., 1913.
- Павлов А. П. Самарская Лука и Жигули.— Тр. Геол. ком., СПб., 1887, т. 2, № 5.
- План электрификации РСФСР. Доклад VIII съезду Советов Государственной комиссии по электрификации России. Изд. 1, 1920; изд. 2, М., 1955.
- Поверхность и недра, № 1—9, 1916; № 10—15, 1917; № 16, 1922; № 17—28, 1926; № 29—40, 1927; № 41—45, 1928, Пг.
- Полевой шпат и слюда Кандалакшского залива.— «Производственно-техническая газета», М., 1922, № 6.
- Преображенский П. И. Перспективы Соликамского района в отношении калийных солей.— Поверхность и недра, 1926, № 3.
- 50 лет советской геологии. М., «Недра», 1968.
- Самойлов Я. В. Институт по удобрениям.— «Вестн. сельского хозяйства», М., 1918, № 4.
- Самойлов Я. В. Фосфориты.— В кн.: Химико-технический справочник, ч. 1, Ископаемое сырье, изд. 2, Пг., Научн. хим.-техн. изд., 1923.
- Синягин Г. П. Некоторые итоги геолого-разведочных работ и развития геолого-разведочной службы СССР (до 1957 г.).— В кн.: Тр. Ин-та естествозн. и техники. 1959, т. 27.
- Соловьев Ю. И., Звягинцев О. Е. Николай Семенович Курнаков. Жизнь и деятельность. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тихонович Н. Н. О результатах геолого-разведочных работ.— В кн.: Тр. Всес. научного горно-техн. съезда, изд. НТУ ВСНХ, т. 3, М., 1928.
- Тихонович Н. Н. Съезды русских естествоиспытателей и врачей.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний, вып. 1, М., 1953.
- Тихонович Н. Н. Всероссийский съезд деятелей по практической геологии и разведочному делу.— Там же, вып. 2, 1953.
- Трошина А. П., Полякова Э. И., Вольфович С. И. О пометках В. И. Ленина на работе академика В. Н. Ипатьева «Необходимость постановки электродного производства из туруханского графита».— Вестн. АН СССР, 1965, № 7.
- Трушина Н. Подписано Лениным.— «Экономическая газета», 1963, 9 ноября.
- Уразов Г. Г. К вопросу о создании алюминиевой промышленности в России.— Техн.-экон. вестн., Пг., 1923, № 1—3.
- Ферсман А. Е. Достижения русской науки в последние годы. Доклад 19 декабря 1923 г. на открытии повторительных курсов для инженеров и техников горняков.— Инж. труд, 1924, № 1.
- Ферсман А. Е. В. И. Ленин и изучение производительных сил.— Вестн. АН СССР, 1940, № 4—5.
- Ферсман А. Е., Куплетский Б. М. Ископаемые недра вдоль линии Мурманской ж. д. и их будущее.— В кн.: Производительная сила района Мурманской ж. д. Петрозаводск, 1923.
- Чернов Г. А. Из истории открытия Печорского угольного бассейна. Сыктывкар. Коми книжн. изд-во, 1968.
- Шевляков С. Н. Роль В. И. Ленина в руководстве исследованиями Курской магнитной аномалии.— Вопр. истории КПСС, 1965, № 12.
- Экспорт, импорт, концессии Союза ССР. М., 1926.
- Яблоков В. С. История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосквовского бассейна. М., «Наука», 1967.
- Яковлев Н. Н. Отчет о поездке на о. Медвежий.— Изв. Геол. ком., 1922, т. 41, № 10.
- Яхонтов Н. Графит.— В кн.: Нерудные ископаемые, т. 1, Изд-во КЕПС АН, 1926.

Геологический институт
АН СССР
Институт марксизма-ленинизма
при ЦК КПСС
Москва

Дата поступления
12.I.1970 г.

УДК 552.14

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЛИТОГЕНЕЗЕ В РУССКОЙ ГЕОЛОГИИ

(от 70-го года XIX в. до 70-го года XX в.)

Н. М. СТРАХОВ

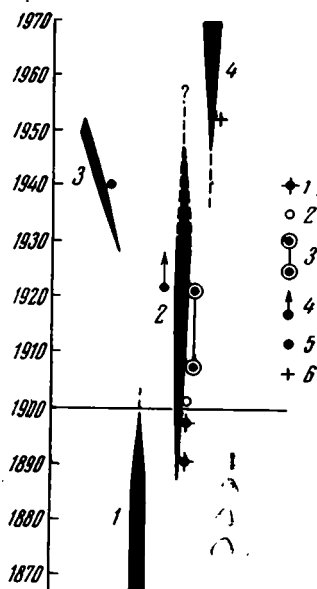
Описана последовательная смена гидрохимической концепции 70—90-х годов XIX в. биогенно-седиментационной начала XX в., затем теорией осадочной дифференциации (30-е годы) и теорией типов литогенеза (50—60-е годы). Показывается, что главным фактором последовательной трансформации взглядов на общий ход литогенеза является прогрессирующее расширение и углубление знаний современного осадкообразования и совершенствование сравнительно-литологического метода.

Современная литологическая мысль бурно развивается в самых разнообразных направлениях. Естественно, что исследователей интересует прежде всего то новое в методах работы и идеях, что возникает буквально на каждом шагу, каждый год. При этом остается в тени, забы-

Развитие представлений о литогенезе в русской геологии

1 — работы Н. И. Андрусова; 2 — монография Н. А. Соколова о марганцевых рудах; 3 — биогеохимические работы Я. В. Самойлова; 4 — работы В. И. Вернадского; 5 — теория осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова; 6 — теория типов литогенеза Н. М. Страхова

Цифры на схеме:
1 — гидрохимическая концепция;
2 — седиментационно-биогенная;
3 — физико-химическая; 4 — типы литогенеза



вается или, по крайней мере, не осмысливается тот большой и часто тернистый путь, который прошла исследовательская мысль, прежде чем достигла современного уровня. Между тем история общих идей о литогенезе, т. е. о стадиях седиментогенеза и диагенеза, в русской геологии не только поучительна сама по себе, но и актуальна для сегодняшней работы в этой области, ибо позволяет правильно оценить современное ее

состояние и пути дальнейшего развития. Вот почему автору казалось полезным отложить на время работу над текущими вопросами литологии и попытаться дать краткий обзор смены общих представлений о литогенезе в нашей науке за последние сто лет: от 70-го года XIX в. до 70-го года текущего столетия¹.

Надо сказать, что, хотя речь будет идти об идейном развитии *именно в русской геологии*, излагаемый материал имеет более общее значение. Объясняется это, *во-первых*, тем, что русские геологи всегда весьма внимательно следили за зарубежными идеями и часто использовали их в своих работах; таким образом, развитие концепций в нашей геологии довольно хорошо отражает развитие литогенетических идей вообще; *во-вторых*, за последние 30 лет именно в нашей геологии были созданы общие концепции литогенеза, которые за рубежом пока отсутствуют. Там мысль исследователей все еще ограничивается частными, хотя и очень интересными, вопросами; общей литогенетической концепции пока еще не видно. В этом отношении наша литологическая наука бесспорно опережает зарубежную и ее история представляет общенаучный интерес.

На длинном столетнем пути развития общее понимание литогенеза изменялось по крайней мере трижды (фигура). Ознакомимся вначале с исходными представлениями 70—80-х годов XIX в.

1. ИСХОДНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ АУТИГЕНЕЗА (70—80-е годы XIX в.)

Знакомясь с работами, выполненными у нас в 70—80-е годы, нетрудно заметить, что схема литогенеза в то время имела приблизительно такой вид: разрушение на континенте материнских пород (магматических, метаморфических, осадочных) → перенос осадочного материала в конечные водоемы стока → формирование здесь осадка → превращение его в современные породы. На первый взгляд, эта схема выглядит чрезвычайно современно, но при ближайшем ознакомлении в ней вскрывается ряд характерных особенностей, и прежде всего далеко неравномерная разработка разных частей схемы.

Исследование начального звена: преобразования (выветривания) магматических и метаморфических пород под влиянием атмосферий — продвинулось уже достаточно далеко. Было известно физическое раздробление твердых каменных пород под влиянием колебаний температуры, а также химическое преобразование полевых шпатов, роговых обманок и других минералов и превращение их в конечном итоге в глины. Эти процессы к 90-м годам в общих чертах были настолько знакомы нашим геологам, что П. А. Земятченский в 1896 г. назвал представления о них «азбучной истиной». Это было, конечно, несколько поспешным и преждевременным, но хорошо отражало тогдашнее воззрение на них. В. В. Докучаев сделал следующий шаг: он отделил от общей зоны выветривания ее самую верхнюю часть — почву в качестве обособленного естественно-исторического тела и разработал сначала (1876—1877 гг.) классификацию и карту почвенных образований для Европейской России, а позже (1886 г.) общую научную классификацию почв вообще. К концу XIX в. (1899 г.) им создано учение о зонах природы и выделены горизонтальные и вертикальные зоны, сходные по смыслу. А. П. Павловым (1889 г.) были намечены генетические типы континентальных отложений, включающие в себя элювий, делювий, аллювий.

¹ Детальный анализ этого вопроса дается в моей двухтомной монографии, находящейся в печати.

Гораздо хуже обстояло дело со знанием процессов, происходящих в конечных водоемах стока: в морях современных и древних. Две черты здесь должны быть отмечены.

Первая — это *совершенная неразработанность представлений о механической седиментации в бассейнах*. Принималось, что у берегов отлагаются грубозернистые осадки (гравий, галька, песок) и что с удалением от берега они сменяются все более тонкозернистыми — глинами. Эти представления были унаследованы еще от первой половины XIX в. (от Ч. Лайела) и базировались на элементарных наблюдениях над современными осадками в озерах, внутриконтинентальных и краевых морях. Они были сделаны моряками и отмечались на навигационных картах. Обобщение этого навигационного опыта дал М. Делесс на картах европейских морей (1871 г.) Но дальше этой примитивной констатации дело не пошло. Как действует на гранулометрию осадков расстояние от берега и глубина? Какое влияние имеет гидродинамический режим? Как сказывается на гранулометрии рельеф дна водоема? Как разносятся в бассейне кластические минералы? Геологи-осадочники тогда этого не знали и, что особенно любопытно, этим и не занимались. Во всяком случае, следов какой-либо работы в этом направлении в нашей литературе 70—80-х годов я обнаружить не мог. Пожалуй, только у Н. И. Андрусова, родившегося в Одессе, у моря, и много его наблюдавшего, а затем и научно им занимавшегося, представления о механической седиментации были более глубокими и близкими к природе. Еще в работе 1889 г., посвященной обзору зарубежных исследований по глубоководным отложениям, он писал: «По направлению от берега величина элементов, образующих терригенные осадки, постепенно уменьшается, за полосой галек и гравия следует полоса песка, потом илистого песка и, наконец, ила. Петрографический характер этих галек, песка и ила весьма различен. Характер галек и гравия прямо зависит от состава береговых утесов; они могут состоять из кристаллических пород, сланцев, песчаников и т. д. Галечник обыкновенно отлагается у крутых берегов узкой полосой и на небольшой глубине. Иногда, впрочем (где дно моря круто опускается), его скопления могут достигать значительных размеров... Ширина песчаной зоны стоит в зависимости от конфигурации дна: она широка у мелких берегов и узка у глубоких, она шире в открытых морях и уже в замкнутых бассейнах, значительно против устья рек. Глубина, на которую спускается песок, в редких случаях переходит стосаженную линию (180 м). Местами, однако, песок спускается и на большую глубину» (стр. 322). «Весьма интересно также заметить, что в глубоких внутренних морях умеренных и тропических широт береговые осадки более грубого характера (галечник, песок) представляют полосу более узкую, чем у океанических берегов... Это явление, очевидно, стоит в зависимости от меньшей механической силы волн и течений, а также от отсутствия прилива и отлива в таких морях» (стр. 327). Все это звучит весьма современно и далеко от вышеуказанного примитива. Но в 70—80-х годах этой статьи еще не было, да и в последующие десятилетия она и развитые в ней мысли, по-видимому, прошли незамеченными. По крайней мере ни в одной из работ, касавшихся вопросов седиментации в морях, на нее нет ссылок. Что же касается фундаментальной «Физической геологии» И. В. Мушкетова (1888—1891 гг.) и его же «Петрографии» (1896 г.), по которой учились начинающие геологи того времени, то и в них нет тех тонких наблюдений относительно зависимости механической седиментации в прибрежной зоне от размеров бассейна и рельефа дна, на которые указывал Н. И. Андрусов. Везде безраздельно господствует примитив, о котором говорилось выше.

С ним сочетались весьма своеобразные представления о генезисе аутигенных пород и руд, получившие название гидрохимической кон-

цепции. Сущность ее заключается в том, что к объяснению генезиса *тех или иных аутигенно-минералогических особенностей пород и возникновения руд привлекалась деятельность просачивающихся через породы атмосферных грунтовых вод*. В 1889 г. П. А. Земятченский писал: «Без всякого сомнения, большая часть геологических образований в их теперешнем состоянии представляет результат различных гидрохимических процессов, действовавших на ту или иную породу со времени ее отложения. При современном состоянии геологических знаний даже трудно себе представить существование совершенно неизменных пород. Различие состоит только в том, что одна порода изменена более, другая — менее. *Рудные образования принадлежат к числу таких, которые являются результатом наибольшего превращения и разрушения различных пород*» (стр. 233). Смысл процесса заключается в том, что воды, выщелачивая на своем пути различные компоненты из одних пород, отлагали их в других — то ли благодаря испарению, то ли благодаря изменению среды, через которую они на каком-то отрезке своего пути просачивались.

В русской геологии гидрохимическая концепция аутигенеза в большей или меньшей степени проглядывает практически во всех литологических работах конца XIX в. и в некоторых работах даже начала XX в. Действием просачивающихся вод объясняли: происхождение железных руд Центральной России — П. А. Земятченский (1886 г.), «курского саморода» — М. И. Сидоренко (1891 г.), подольских фосфоритов — У. Х. Швакхофер (1872 г.), марганцевых руд Северного Урала — Е. С. Федоров (1896 г.), кремниение третичных песчаников — В. И. Лучицкий (1901 г.), овручских песчаников — В. В. Дубянский (1904 г.), появление некоторых прослоев опок в разрезе верхнего мела Поволжья — А. Д. Архангельский (1912 г.), раздоломичивание сульфатными водами (CaSO_4) первичных (седиментационных) доломитов перми, прикрытых мезозойскими породами, и появление под действием тех же сульфатных вод, но уже с MgSO_4 вторичных «метаморфизованных» доломитов в верхнекарбоневой толще Самарской луки — М. Э. Ноинский (1913 г.).

Характерной особенностью гидрохимической концепции является особая роль в ней известняков. Сидериты в глинистых толщах рассматривались как продукты замещения кальцитовых стяжений углекислым железом. Окисление последнего давало бурожелезняковые руды (П. А. Земятченский). Возникновение кремней в известняках также связывалось с просачиванием вод, содержащих кремнезем в растворе (П. А. Земятченский). Образование подольских фосфоритов обязано было замещению известковых стяжений фосфатными растворами (У. Х. Швакхофер). Генезис оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд, вслед за Л. Кайо и Хайесом, трактовался как последовательное замещение кальцита названными компонентами. Возникновение вторичных доломитов опять-таки происходило на базе первичных известняков (М. Э. Ноинский).

Применяя гидрохимическую гипотезу к тем или иным объектам, геологи обычно не могли точно указать время возникновения образований, сформировавшихся под влиянием просачивающихся вод. Обычно определялся лишь нижний предел этого времени, за который принимался геологический (стратиграфический) возраст породы, и верхний, когда новообразованное тело покрывалось с эрозионным несогласием новой толщей. Очень часто (у М. И. Сидоренко, М. Э. Ноинского, П. А. Земятченского и др.) допускается, что в местах, где нет налегающего покрова, гидрохимический процесс, работавший уже достаточно долгое время, продолжается и до сих пор.

Производя некоторые компоненты, особенно рудообразующие, из налегающих (преимущественно юрских) толщ, исследователи конструи-

ровали по существу чисто качественную схему, т. е. потенциально возможный процесс, не задаваясь вопросом о количественной стороне дела, или, как теперь говорят, о балансе потенциально действующего агента. Эта проблема тогда просто не существовала.

В общем в представлениях русских геологов о литогенезе в конце XIX в. сочеталось относительно разработанное учение о выветривании и вообще о процессах на водосборах с весьма примитивной схемой механической седиментации в водоемах и далекими от природы представлениями о формировании аутигенных пород бассейнового генезиса.

Спрашивается, как могла возникнуть такая своеобразная ситуация?

Значительный прогресс знаний о процессах на водосборных площадях был обусловлен, конечно, тем, что эти процессы были вполне доступны наблюдению и к тому же практически важны, ибо связывались с генезисом почв (т. е. нуждами сельского хозяйства). Примитивность знаний о механической седиментации в водоемах оказалась следствием того, что изучение современных морских осадков вплоть до экспедиции «Челленджера» (1872—1876 гг.) было поставлено очень слабо. Данные по отложениям морей, окружающих Европу, сведенные в работе М. Делесса (1871 г.), базировались на отметках грунтов на навигационных картах и были весьма несовершенны. Океанологи, даже Дж. Меррей и А. Ренар, изучавшие осадки, долгое время не располагали методами гранулометрического анализа и делали его примитивно; лишь с 90-х годов XIX в. гранулометрия стала применяться в более надежной форме. Имевшиеся данные по океаническим отложениям вследствие неудовлетворительной методики их механического анализа не могли способствовать развитию правильных представлений о закономерностях механической седиментации. Что же касается изучения механической седиментации на древних породах, то поставить его сколько-нибудь успешно было просто невозможно, ибо исследователь в те годы (да и гораздо позже) не располагал надежными знаниями ни размеров и палеогеографии древних бассейнов, ни морфологии их дна, ни, тем более, их гидродинамики, т. е. всех тех элементов, без знания которых говорить о серьезном исследовании процессов механической седиментации было, конечно, невозможно.

Возникновение гидрокимической концепции формирования аутигенных образований в конечном счете явилось следствием крайней скудости знаний современного морского осадкообразования в течение большей части XIX в. В той мелководной зоне, которая была единственно доступной исследованию до изобретения лотлиня, не было обнаружено ни железных и марганцевых руд, ни фосфоритов, ни кремнистых пород и глауконита, а встречались лишь карбонатные осадки, обычно раковинные, рифогенные, но иногда и оолитовые. Для геологов, привыкших мыслить актуалистически, а их после работ Ч. Лайела было подавляющее большинство, это означало невозможность признать за первичные морские отложения древние кремнистые породы, железные и марганцевые руды, фосфориты, глауконит; единственно первично морскими считались известняки. В то же время наблюдения над грунтовыми водами, просачивающимися через осадочные толщи, показали наличие в их составе многих компонентов: SiO_2 , Fe, Mn, P и др., которые, взаимодействуя с карбонатными породами, могли бы принципиально дать все те породы и руды, что не обнаруживались на известном тогда морском дне. Тем более что образование железисто-марганцевистых корок у выходов грунтовых вод действительно уже было наблюденно. Так сочетание крайней скудости знаний современного бассейнового осадконакопления вместе с наблюдениями над современной деятельностью просачивающихся через толщи вод породили ту своеобразную гидрохимическую концепцию, которую исповедовало большинство геологов второй половины XIX в.

В целом же, как видим, специфические черты представлений о литогенезе русских исследователей конца XIX в., особенно 70—80-х годов, определялись их слабым знанием литогенеза современного и тем, в частности, что в этом знании наиболее разработаны были части, связанные с процессами на водосборных площадях (выветривание, поверхностный и речной смыв, деятельность просачивающихся грунтовых и подземных вод), и наименее — части, касающиеся процессов в морских водоемах.

Здесь мы впервые сталкиваемся с фактом, что *представления о древнем породообразовании определялись в конечном счете состоянием знаний литогенеза современного.*

Добавим, что охарактеризованные идеи не были целиком разработаны русскими геологами, но в значительной, даже, пожалуй, решающей степени заимствованы из литературы зарубежной (Бишоф, Науманн, Рот и др.). Заимствование это весьма наглядно выступает даже внешне, когда просматриваешь списки литературы, которой пользовался тот или иной русский исследователь: в подавляющем большинстве это литература зарубежная.

2. ЗАРОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ БИОГЕННОЙ КОНЦЕПЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ АУТИГЕННЫХ ПОРОД И РУД

(90-е годы XIX в. — 20-е годы XX в.)

Существенно стало меняться дело с той поры, когда начались серьезные океанологические исследования.

Конструирование лотлиня (1854 г.) позволило надежно определять большие глубины в морях и океанах, а по примазкам и кускам ила, которые приносил лотиль, судить об отложениях глубокого моря.

Очень быстро методы взятия осадков были усовершенствованы, и исследователи стали получать нужные им материалы для лабораторной обработки частью в тех трубках, которые входили в состав лотлиня, частью при драгировании дна. Незамедлительно последовал ряд крупных открытий относительно биоса и осадков, постепенно приподнявших завесу над тайнами осадконакопления в глубинах морей и океанов.

Уже в 50—60-х годах XIX в. были открыты глауконитовые («зеленые») илы, фораминиферовые и диатомовые илы, но лишь в отдельных точках и случайно. Систематическое изучение осадков океанов (и частью морей) было предпринято лишь экспедицией «Челленджера» (1872—1876 гг.), изучившей 362 станции на площади всех океанов. Результаты ее были весьма впечатляющие. К уже указанным типам илов прибавились: синий (терригенный), радиоляриевый, птероподовый илы, находки фосфоритов, железомарганцевых стяжений, цеолитов, металлических космических шариков. Для обработки собранного материала была учреждена специальная Challenger-office, в которой главную роль играли Дж. Меррей и бельгийский профессор А. Ренар, занимавшийся минералогическим изучением осадков. Работы велись почти 15 лет. Были подробно изучены не только образцы, собранные самим Дж. Мерреем, но и несколько тысяч проб из самых разных частей океанов и морей, полученных при других экспедициях и при прокладке трансатлантического кабеля.

Отчет в виде монографии «Deep-sea deposits» был опубликован Дж. Мерреем и А. Ренаром в 1891 г. и содержал всю сумму тогдашних знаний современного морского и океанического осадконакопления. Помимо детального описания вещественного состава и органических остатков во всех выделенных типах отложений, в монографии давалась первая научно составленная их карта и была разработана первая свое-

образная глобальная концепция морского осадконакопления. Поскольку она оказала большое влияние на геологов, особенно русских, мы вкратце на ней остановимся.

Три идеи образуют эту концепцию:

1. Терригенные отложения, обнимающие синий и зеленый илы, красные отложения шельфа и континентального склона, а также минеральную примесь в коралловых илах и т. д., возникли за счет сбрасывания с суши обломочного материала; минеральная же часть пелагических илов, красной глины, глобигеринового, радиоляриевого, диатомового илов — за счет накопления вулканических частиц.

2. И терригенный и вулканогенный материал (особенно последний), взаимодействуя с наддонной и пропитывающей илы водой, претерпевает на дне морей и океанов существенные химические преобразования и порождает своеобразные продукты. В пелагической зоне за счет разложения пеплового материала, кусочков пемзы и лапилли возникают «глинистая субстанция» ила и цеолитовые кристаллы, с одной стороны, железо-марганцевые стяжения — с другой; последние образуются как путем нарастания окислов Fe и Mn вокруг кусков лапилли, зубов акул, слуховых косточек китов и других твердых кусков, так и путем метасоматического замещения главным образом вулканических бомб и кусков стекловатой лавы. В прибрежных отложениях за счет переработки терригенного материала и перераспределения веществ формируются фосфатные стяжения и глауконит.

3. Отложения CaCO_3 и SiO_2 в океанах и морях обязаны жизнедеятельности организмов, а не чисто химическому осаждению из воды. С массовым отмиранием организмов на стыке холодных и теплых течений связано возникновение фосфоритов. Поскольку глауконит первично возникает в пустотах раковин фораминифер, его генезис также, вероятно, биогенный.

После выхода «Deep-sea deposits» Дж. Меррей провел (с Р. Ирвингом) чрезвычайно интересные работы по химии иловых вод синего ила и по железо-марганцевым стяжениям в нем (лохи Северной Шотландии). Оказалось, что в этом илу различаются две зоны: *верхняя — буроватая*, с наличием высших окислов железа и марганца как рассеянных в илу, так и образующих стяжения, и *нижняя — темная, синевато-серая*, в которой присутствуют сульфиды железа, а ил пахнет сероводородом. Отжав (довольно примитивным приемом) большое количество иловой воды из этой нижней зоны, Дж. Меррей и Р. Ирвинг убедились, что в ней содержание SO_4^{2-} существенно понижено, а CO_3^{2-} — увеличено. Вместе с тем в иловой воде оказалось достаточное количество марганца, *наличие которого в наддонной воде в то время никакими способами не открывалось*. Эти факты привели названных ученых к заключению, что органическое вещество синего ила редуцирует SO_4^{2-} иловой воды, превращая его в сероводород, и одновременно преобразует окислы марганца и железа в FeCO_3 и MnCO_3 ; при этом вода обогащается CO_2 в разных формах. Сероводород превращает часть FeCO_3 в FeS_2 ; оставшееся закисное железо и MnCO_3 диффундируют в окислительную пленку ила, окисляются здесь кислородом воздуха и, стягиваясь около твердых обломков, образуют железо-марганцевые конкреции.

Как видим, общая концепция современного морского осадконакопления, конструированная Дж. Мерреем и А. Ренаром, отличалась широтой идей и отчетливо выраженным генетическим подходом к осадкам. Педчеркнем, что подход этот был не стихийным, а вполне сознательным. «В настоящей работе, — пишут авторы „Deep-sea deposits“, — мы попытались выяснить состав и способ образования морских осадков в целом (in general), а также различных их типов на поверхности дна океана» (стр. XXVIII).

Впечатление, произведенное на геологов-осадочников работой Дж. Меррея и А. Ренара, было огромным. После их описаний трудно было не увидеть аналогии, например, между зелеными глауконитовыми современными песками и глауконитовыми песками и песчаниками прежних периодов; между «синим илом» Дж. Меррея с сульфидами железа и серовато-синими и серыми древними морскими глинами с пиритом и марказитом; между фосфоритами Агульяс-бэнк современности и древними желваковыми фосфоритами; между фораминиферовыми илами и писчим мелом Sr_2 ; между современными диатомовыми илами и кремнистыми, содержащими остатки диатомей, породами; между современными радиоляриевыми илами и древними радиоляритами; между железомарганцевыми стяжениями — особенно шотландских лохов — и конкреционными марганцевыми рудами, например, Никополя. Это сходство открывало принципиально новый путь к истолкованию многих аутигенных пород и новообразований в терригенных породах. *Их стало возможно трактовать не как метасоматические образования по известнякам или новообразования в результате отложений железа, марганца, фосфора и т. д. в песках и глинах просачивающимися грунтовыми водами, как это делалось гидрохимической теорией, а как первичные накопления на дне бассейна, претерпевшие впоследствии некоторые второстепенные изменения, не нарушившие, однако, первичного типа осадков, а только несколько видоизменившие их облик.* Эта новая концепция была теорией первичного седиментационного возникновения аутигенных пород и руд в самом бассейне с последующими некоторыми изменениями осадка в диагенезе, — та самая теория, которая и поныне составляет основу литологических воззрений геологов. Поскольку океанологические работы, послужившие базой для таких идей, были впервые выполнены на западе, естественно, что новая теория первичного генезиса аутигенных пород и руд стала формироваться там же (например, в работах Л. Кайе по французскому мелу, Джека Брауне — по английскому). По отношению к ряду пород ее высказывали некоторые геологи, обрабатывавшие осадки, собранные другими экспедициями. Так, в отчетах о рейсах «Лайтнинг», «Поркупен» и др. Карпентером, У. Томсоном усиленно проводилась мысль о сходстве ископаемого мела с глобигериновым илом и высказывалась идея о том, что «мы живем еще в меловую эпоху» и что в Атлантическом океане глобигериновый ил «может быть, накапливается непрерывно с мелового или даже более раннего периода до настоящего времени».

Что касается изменений, испытанных древним осадком после отложения, то представления о них не были отчетливы. В целом они названы диагенезом, смысл которого, однако, был очень разным у разных геологов.

Впервые понятие «диагенез» было введено С. Гюмбелем в 1888 г., вложившим в него весьма обширный смысл: всю совокупность изменений, превращающих осадок в метаморфическую породу (гнейсы). Позже, в 1894 г., И. Вальтер радикально сузил это понятие. «Под диагенезом, — писал он, — мы понимаем все физические и химические изменения, какие претерпевает порода (ein Gestein — Sic. — Н. С.) после ее отложения, без воздействия горного давления и вулканического тепла» (стр. 693). Еще позже Е. Вейншенк (1907) и Э. Ог свели понятие диагенеза к понятию о переходе рыхлого или пластичного осадка в каменную породу, т. е. к процессу окаменения. Конкретные процессы, входившие в диагенез, не были отчетливо сформулированы; обычно указывались дегидратация, уплотнение, некоторые химические изменения, уже отмеченные Дж. Мерреем и А. Ренаром, возникновение стяжений.

Трактовка аутигенных пород в качестве первичных осадков создала новые представления о самом механизме их возникновения.

Средние глубины и площади распространения разных типов глубоководных отложений

Типы отложений	Средняя глубина, фатомы	Площадь развития, миль ²
Литоральные осадки (зона приливов и отливов)	—	62 500
Мелководные отложения (от урезаводы при отливе) до 100 фатомов	—	10 000 000
Терригенные глубоко водные отложения вблизи континентов		
Коралловые пески	176	2 566 800
» илы (muds)	740	
Вулканические пески	243	600 000
» илы (*)	1033	
Зеленые пески	449	850 000
» илы (*)	513	
Красный ил (*)	623	100 000
Синий » (*)	1411	14 500 000
Пелагические илы (oozes)		
Птероподовый	1044	Биогенные { 400 000
Глобигериновый	1996	
Диатомовый	1477	
Радиоляриевый	2894	
Красная глина (red clay)	2730	
		49 520 000
		10 880 000
		2 290 000
		51 500 000

Гидрохимическая теория оперировала в вопросе о генезисе аутигенных пород и руд чисто химическими процессами: растворением веществ в одних местах, переносом их просачивающимися водами в другие и отложением их здесь путем обменных реакций с известковыми образованиями или выпадением в осадок благодаря изменению физико-химических условий среды.

Работы Дж. Меррея и А. Ренара и их многочисленных последователей в более поздних экспедициях показали, что реальный путь образования аутигенных отложений совсем иной. Глобигериновый, птероподовый, диатомовый и радиоляриевый илы оказались в решающей своей части **продуктом жизнедеятельности организмов**, не говоря уже о ракушняковых банках, коралловых рифах и тех известковых илах, которые возникли в результате механического измельчения и перетирания кораллов и раковин моллюсков. Подсчеты площадей этих достоверно биогенных осадков, произведенные Дж. Мерреем и А. Ренаром (таблица), достаточно внушительны. К этому нужно добавить еще осадки, в которых названными авторами также заподозрена их связь с организмами, — фосфориты и глауконит.

Тем самым в морском аутигенном породообразовании на первый план стал резко выдвигаться биогенный фактор, стала широко развиваться биогенная концепция.

Прежняя общая схема литогенеза приобрела более сложный вид: выветривание исходных пород на водосборных площадях → перенос водой → механическое осаждение кластического материала в бассейнах → биогенное осаждение CaCO_3 , SiO_2 , P из растворов → диагенез **осадка, т. е. его преобразование в породу**. Знание первых трех членов этого ряда мало продвинулось сравнительно с 70—80 годами, но представления о двух конечных были в результате работ «Челленджера» созданы заново, что придало общей концепции литогенеза совершенно новый вид.

Заметим, что *коренной перелом в понимании механизма аутигенного породообразования в новой концепции сочетался с сохранением прежних примитивных представлений о ходе механической седиментации*. Причина этого удивительного обстоятельства в том, что все послечелленджеровские экспедиции в течение многих десятилетий продолжали изучать океанские глубоководные осадки, очень тонкозернистые, на которых, конечно, нельзя поставить исследования закономерностей механической седиментации, особенно при той несовершенной методике гранулометрического анализа, которая тогда применялась. Древние же породы, как указывалось выше, вообще не были пригодны для познания деталей и механизма разноса и осаждения кластического материала. Так, *недостаточные знания современной механической седиментации обуславливали длительное существование примитивных представлений в этой области и относительно древнего литогенеза*.

При тесных связях русских геологов конца XIX — начала XX в. с зарубежными новая концепция, вытеснившая гидрохимическую (что было по сути дела настоящей идейной революцией), стала довольно быстро, но все же с некоторым опозданием, осваиваться и в России. Благоприятным обстоятельством для этого было то, что породы, изучавшиеся у нас в указанный период, в подавляющем большинстве своем имели совсем молодой (мезозойско-кайнозойский) возраст и отличались слабыми вторичными изменениями; естественно, что для объяснения их генезиса или некоторых специфических особенностей стали широко привлекаться данные по современному морскому осадкообразованию, когда эти данные начали появляться в литературе. Надо сказать, что интерес к ним в тот период был очень велик. Достаточно напомнить, что уже к 1889 г., когда еще не были опубликованы «Deep-sea deposits», а имелся лишь ряд очерков Дж. Меррея и других о результатах экспедиции «Челленджера» и других кораблей, Н. И. Андрусов, тогда еще совсем молодой ученый дал прекрасную сводку их данных. Позже он неоднократно к ним возвращался. Работы Дж. Меррея и А. Ренара, Дж. Меррея и Р. Ирвина и других были хорошо известны Н. А. Соколову (1901 г.), и он воспользовался ими, когда разбирал генезис никопольских марганцевых руд. А когда начала работать «фосфоритная комиссия» (1908—1918 гг.), труды океанских экспедиций стали, так сказать, настольной книгой для руководящих ее деятелей, а их идеи — руководящими при трактовке нашего материала (Я. В. Самойлова, А. Д. Архангельской, А. Н. Розанов и др.).

При этом у нас наметились две существенно разные формы использования знаний современного осадкообразования для познания древних осадочных пород.

В первом случае, изучая какую-либо древнюю породу, исследователь подыскивал современный бассейн, где возникали сходные отложения; затем, исследуя факторы, обусловившие в современности генерацию этих отложений, автор толковал — по аналогии — генезис и интересовавшей его древней породы. Этот метод впервые был использован Н. А. Соколовым (1902 г.) при анализе генезиса марганцевых руд. Он применялся А. Д. Архангельским, Я. В. Самойловым и другими членами «фосфоритной комиссии», когда шла речь о генезисе фосфоритов, глауконита и опок. Он, наконец, в наиболее широкой и последовательной форме был продемонстрирован А. Д. Архангельским в его «палеоокеанографических исследованиях» осадконакопления века Belemn. lanceolata и вообще верхнемеловых отложений юго-востока Европейской части России (1912 г.). Близкая, но не тождественная идеям А. Д. Архангельского, методика была в общей форме предложена В. В. Ламанским еще в 1905 г., при изучении глауконита ордовика Прибалтики.

Другой способ использования данных о современном осадкообразовании, принципиально более правильный, но и более трудный, требующий

осторожного и умелого применения, был намечен С. П. Поповым в работе о керченских рудах (1911 г.). Среди современных морских бассейнов нет таких, в которых возникали бы оолитовые руды и потому вышеуказанная форма сравнительно-литологического метода в данном случае была исключена. Поэтому С. П. Попов пошел иным путем. Он тщательно изучил процессы, которые вообще обуславливают выделение разных форм железа в современных водоемах, а также экспериментальные работы Г. А. Надсона и М. А. Егунова по этому вопросу. В результате у него сложилось некоторое представление о том, как вообще возникают в природных бассейнах из раствора гидроокись, карбонаты и сульфиды железа. Эти свои представления он и применил к объяснению генезиса керченских руд. Концепция С. П. Попова оказалась неудачной, ибо он был плохо знаком с гидрохимией современных водоемов и совершенно не различал стадии седиментогенеза и диагенеза. Но принципиально предложенная им вторая форма сравнительно-литологического метода была правильна и именно за ней, а не за первой формой, было будущее.

Наряду с использованием зарубежных работ по современным отложениям в России с 90-х годов началось изучение собственных внутриконтинентальных морей и озер, давшее ряд чрезвычайно интересных результатов. Так, в 1890 г. Н. И. Андрусов, работая на канонерской лодке «Черноморец», впервые установил, что глубины Черного моря заражены сероводородом и потому осадки не содержат донной фауны. В следующем году А. А. Лебединцев количественно изучил содержание сероводорода в наддонной воде и показал, что причиной сероводородного заражения является застойный режим Черного моря, в котором более соленая и тяжелая глубинная вода, подтекающая из Средиземного моря, перекрывается более легкой и менее соленой поверхностной. Позже (1904 г.) наличие сероводорода было обнаружено А. А. Лебединцевым в глубоких котловинах Среднего и Южного Каспия, а Л. С. Бергом (1901—1903 гг.) — в узкой меридиональной впадине вдоль западного побережья Уральского моря. Во всех этих бассейнах или сероводородных впадин были богаты сернистым железом и порошкообразным CaCO_3 . Обильные накопления сернистого железа были установлены в черных илах («грязях») большого числа черноморских лиманов и соленых озер в прибрежной полосе Черного, Каспийского и Аральского морей, в Кара-Богаз-Голе, а также в соленых озерах, далеких от моря (например, в Вейсовом озере близ г. Славянска).

Эти открытия вызвали живой интерес многих исследователей — и не только геологов и минералогов (М. И. Сидоренко, Н. И. Андрусов), но и микробиологов (Е. Н. Брусиловский, М. А. Егунов, Г. А. Надсон) и химиков (А. А. Вериге, Н. Д. Зелинский). Совокупными их усилиями вскоре было доказано, что основным источником сероводорода является редукция сульфатов микроорганизмами, главным образом *Microspira aestuarii* и другими из группы десульфатизаторов. Специально поставленными опытами Е. Е. Егуновым и Т. А. Надсоном было установлено, что процессы десульфатизации сопровождаются не только возникновением сульфидов железа, но и осаждением CaCO_3 ; при этом в некоторых случаях возникает даже доломит (?), а кремнезем, растворяясь в одних местах пробирок, отлагается в других. При добавлении в пробирку растворов меди, кадмия, никеля и др. в илах оседали их сульфиды. Тем самым было показано, что в формировании «терригенных синих илов» вообще огромную роль играют сульфатредуцирующие бактерии, ибо именно они генерируют сульфиды железа, свойственные этим отложениям, площадь распространения которых огромна (см. таблицу). Поскольку же черные глины с пиритом и марказитом в древних — верхнеюрских, нижнемеловых и др. породах несомненно являются аналогами современного синего ила океанов и краевых морей (мысль, впер-

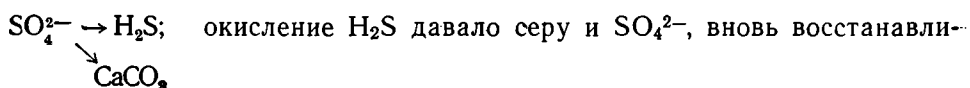
вые высказанная Я. В. Самойловым, в 1909 г.), то тем самым устанавливалась большая роль микроорганизмов и в формировании древних пород.

Среди русских геологов и биологов началось увлечение геологической ролью микроорганизмов. Оно отчетливо сказалось во вступительной лекции к курсу геологии, прочитанной Н. И. Андрусовым в Юрьевском университете в 1897 г. и опубликованной под названием «Геология и бактериология, их взаимные отношения».

«В наш век, — писал Н. И. Андрусов, — науки дробятся и специализируются, каждая из них идет своим путем, вырабатывает свои методы, но нередко теряет из виду своих соседей. Таким образом, получаются некоторые пограничные области — часто забытые. Когда же обе соседние науки вспоминают о них и прилагают к ним выработавшиеся новые методы..., открываются нередко новые широкие горизонты» (стр. 20). Именно такие горизонты были открыты Н. И. Андрусовым при сопоставлении геологии, в частности осадочного породообразования, и бактериологии.

Напомнив о возникновении бактериальным путем сульфидов железа и порошкообразного CaCO_3 , который Н. И. Андрусов еще в 1892 г. назвал «бактериальным», он указывает затем, что серобактерии, окисляющие сероводород до свободной серы, могут порождать таким путем серные месторождения; современным примером является побережье Балханского залива Каспия, древним — дагестанские (кхиутские) серные залежи.

«Следует полагать, — пишет Н. И. Андрусов, — что значительное число тех железных руд, которые известны под именем болотной, озерной, бобовой руды, образовалось при содействии специальных форм бактерий, а именно *Lepthotrix ochracea* из железобактерий, описанных еще в 80-х годах XIX в. С. Н. Виноградским». Очень существенны и новы были указания Н. И. Андрусова на взаимосвязи в работе разных групп бактерий, что порождало, так сказать, цепные реакции: редукция



вая сульфаты в морской воде. Еще важнее его мысль о роли бактерий в общем преобразовании осадков на дне.

«Несомненно, что поверхностные слои морских осадков являются ареною... деятельности микроорганизмов. К сожалению, бактерии морских осадков, можно сказать, почти не изучены с точки зрения их химической деятельности. Между тем, можно предполагать, что... здесь при их помощи происходят различные химические процессы... Во всяком случае, *благодаря бактериям здесь должны совершаться различные преобразования в осадках* (курсив мой. — Н. С.), в особенности же, вероятно, тот род изменений в осадках, которые С. Гюмбель и И. Вальтер называли диагенезом. Под этим именем разумеются те изменения в осадках, которые совершаются в них или во время отложения, или вскоре после него, в отличие от метаморфизма».

«...Мы... видим, — заключает Н. И. Андрусов, — что едва начавшееся изучение бактериальной жизни морского ила открывает чрезвычайно широкие горизонты и обещает тому, кто возьмется за дальнейшие исследования, весьма и весьма интересные результаты как общего, так и геологического характера» (стр. 18—19).

К этим идеям Н. И. Андрусова целиком присоединился в 1903 г. микробиолог Г. А. Надсон, работавший над микробиологией грязей сероводородного Вейсова озера (у г. Славянска, в Донбассе). Почти одновременно (1901 г.) к ним примкнул и геолог Н. А. Соколов, предложивший биогенную теорию генезиса никопольских марганцевых руд, в которых

он видел продукт жизнедеятельности, вероятно, разных организмов, но прежде всего бактерий, аналогичных железобактериям. При этом он выдвинул принцип, по которому с некоторой (у Н. А. Соколова — с большой) вероятностью можно судить о биогенном происхождении тех или иных аутигенных накоплений: *узкую стратиграфическую их приуроченность при широком географическом распространении*, что было обусловлено коротким временем существования тех или иных организмов — накопителей при широком ареоле их развития.

Этот принцип был подхвачен затем Я. В. Самойловым в период работ «фосфоритной комиссии» и развернут им в широкую биогеохимическую концепцию — накопления элементов в осадочных породах (барий, стронций, медь, ванадий и др.).

«Как известно,— писал он,— в морской воде находится ряд химических элементов, но процентное содержание многих из них весьма ничтожно и потому простое химическое выделение их в обычных условиях неосуществимо; нужен особенный аппарат для аккумуляирования столь тонко рассеянного вещества и таковым являются, на наш взгляд, организмы растительные и животные, способные захватывать нужный для жизни организмов элемент даже при чрезвычайном рассеянии последнего. Таким образом, в подобных случаях имеет место не простой химический процесс, а химико-биологический» (стр. 49). «Во всех тех случаях, когда на обширной площади среди осадочных пород обнаруживается приуроченность какого-либо минерального тела к определенным геологическим горизонтам, необходимо, на мой взгляд, тщательно остановиться на возможности связи такого тела с жизнедеятельностью организмов» (стр. 51). В качестве такого примера он указывает на приуроченность накоплений баритов к оксфордско-секванским сложениям, целестина — к верхнемеловым отложениям Средней Азии, меди — к пермской системе.

Завершающим звеном биогеохимической концепции явилась идея В. И. Вернадского о биогенном происхождении кислорода атмосферы, выдвинутая им в 20-х годах, мысль, прочно вошедшая теперь в научный обиход наук о Земле. *Тем самым ставились под контроль биоса все окислительно-восстановительные процессы на поверхности земли, в водоемах и на суше* (в биосфере вообще), *а значит в большой степени и процессы щелочно-кислотные*. Биос и его жизнедеятельность, а также костные продукты распада организмов оказались необходимым фактором и звеном аутигенного осадочного минералообразования, пороодообразования и рудообразования.

Так, в результате работ русских геологов биогенная схема генезиса первичных накоплений CaCO_3 , кремнезема и фосфора в морских отложениях, развитая вначале Дж. Мерреем и А. Ренаром, превратилась в широкую биогеохимическую концепцию, *согласно которой биос в разной форме — непосредственно и через контроль Eh — pH-режима — стал важнейшим, решающим фактором аутигенного пороодо- и рудообразования*.

Нетрудно видеть, сколь радикально отличны эти взгляды от гидрохимической концепции, господствовавшей у нас в конце XIX в. Причиной ломки взглядов было гораздо более глубокое знание современного бассейнового осадконакопления в результате работ зарубежных и русских геологов. Но расширение биогенной концепции Дж. Меррея и А. Ренара до биогеохимической схемы русских геологов по-прежнему сочеталось со старыми примитивными представлениями о ходе механической седиментации.

Увлечение современным бассейновым осадкообразованием как ключом к познанию генезиса древних пород, которое проступает уже в 90-х годах XIX в. в нашей литературе, а особенно в первые три десятилетия XX в., объясняет почему когда, наконец, была осознана самостоятель-

ность литологии как научной дисциплины, ее программа и методология были сформулированы Я. В. Самойловым (1923 г.) как типично сравнительно-литологические. «В основе современной геологии,— писал он,— стоит принцип актуализма. Так высоко оцениваемый теоретически, он должен быть более действенно и углубленно проводим и в самой геологической работе». Высказываясь так, Я. В. Самойлов, в сущности, лишь излагал идеи, широко распространенные тогда в русской геологии и, так сказать, носившиеся в воздухе. В этом отношении его воззрения — дань эпохе. Но что принадлежит ему и только ему — это *отчетливо выраженное стремление систематически разрабатывать литологию как науку, а также широкая и целеустремленная программа, осуществление которой должно было содействовать становлению литологии*².

3. ЗАРОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ ЛИТОГЕНЕЗА

(начало 30-х—середина 50-х годов XX в.)

Интенсивно разрабатывавшаяся с 90-х годов XIX в. биогеохимическая концепция достигла своего апогея в 20-х годах XX в. Но затем быстро и резко наступило охлаждение к ней, и начали формироваться чисто физико-химические концепции. Два обстоятельства явились причиной крутого поворота. Изучение современных осадков океанов и морей продолжалось по тому же трафарету, какой был создан еще Дж. Мерреем и А. Ренаром; улучшались только технические методы исследования, но никаких новых крупных идей в этой области не возникало. В то же время, как раз в 20-х годах, начала бурно развиваться геохимия, использовавшая данные физико-химии для изучения природных процессов. Ее успехи в области анализа магматических пород породили естественное стремление применить те же методы и к анализу пород осадочных. Привлекала возможность, исходя из физико-химических свойств соединений, т. е. из безусловно надежного базиса, получить химически осмысленную схему процесса. Прием принципиально правильный, но результаты его зависели, конечно, от того, как использовались физико-химические данные и на сколь широкую литологическую базу опирались созданные схемы. Исследования в указанном направлении охватили у нас в 30-е годы практически все породы и стадии литогенеза и привели, в конце концов, к построению Л. В. Пустоваловым общей физико-химической концепции осадочного породообразования, известной под названием теории осадочной дифференциации.

Остановимся вначале на некоторых частных физико-химических схемах.

Одной из них, и очень удачной, является теория стадийности элювиального процесса, развитая Б. Б. Полиновым (1934 г.). Вспомним, как она была создана. Путем сравнения среднего состава изверженных пород и среднего состава растворенных веществ в реках, дренирующих эти породы, был установлен ряд химической подвижности для породообразующих элементов. Принимая затем, что в элювиальном процессе элементы выносятся в порядке их подвижности, автор получил четыре стадии этого процесса — хлоридно-сульфатную, карбонатную, сиаллитную и аллитную. Опираясь на особенности почв разного климатического типа, Б. Б. Полинов пришел к заключению, что эти типы суть только стадии предложенного им единого элювиального процесса, на которых он останавливается в разных климатических условиях.

² Изложение этой программы см. в моей статье в журнале «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.

Эта изящная и очень правдоподобная концепция получена по существу чисто дедуктивным умозрительным путем (чего не скрывал и сам автор ее), но химическая логика здесь оказалась правильной и существующие типы почв действительно без больших натяжек легли в полученную схему; к ней, в частности, примкнул И. И. Гинзбург.

Иначе обстоит дело с аккумулятивной корой в схеме Б. Б. Полюнова. Ее типы и схема их размещения по геоморфологическим элементам ландшафта тоже получены по существу дедуктивным путем (что признавал и сам Б. Б. Полюнов), но на сей раз неудачно. Иллюстраций этих типов было мало, а те, что приведены, очень поверхностны и не убеждают в правильности концепции.

Попытка дать общее физико-химическое описание процессов литогенеза в водоемах была сделана А. Е. Ферсманом еще в 1922 г. Так как эта трактовка в принципиальной сущности сохранила значение и до настоящего времени, я воспроизведу ее здесь словами самого А. Е. Ферсмана: «В настоящее время,— писал он,— мы определенно различаем два момента в истории осадочной породы: образование самого осадка и его диагенез...» Образование осадка «является результатом сложных реакций трех типов: чисто физико-химического характера, биохимического и, наконец, чисто механического. В процессах диагенеза вся эта масса осажденного вещества начинает перегруппировываться согласно законам физико-химического равновесия, причем средой для переноса вещества является водный раствор, пропитывающий рыхлый осадок и, в случае соленых бассейнов, содержащий в себе ряд химических веществ. Эта перегруппировка в общем складывается по преимуществу из двух процессов: образования цемента и возникновения центров кристаллизации — конкреций, радиально-лучистых сростков и т. д.»

Очень красивое и верное по существу определение физико-химической сущности диагенеза все же осталось у А. Е. Ферсмана очень общим, так сказать, алгебраическим, неконкретным. Не было показано, в чем состоит физико-химическая неуравновешенность бассейнового осадка и какими конкретно путями достигается его уравнивание.

Несколько дальше в понимании диагенеза продвинулся М. С. Швецов (1934 г.). В его трактовке диагенез осадка (или, как он его называет, первичный диагенез) складывается из трех крупных групп процессов. Первым является «литификация (отверждение) осадка», которая «зависит от двух причин: а) цементации путем выделения нового вещества в порах между частицами осадка, причем это новое вещество может быть чисто местным и может быть принесенным издалека, а состав — очень разнообразным (CaCO_3 , кремнезем, железные соли, фосфаты, сернокислые соли и др.), б) старения осадка, сводящегося к дегидратации и перекристаллизации... Выкристаллизование (коллоидов.— Н. С.) сопровождается и частичным растворением. Так путем растворения мелких зерен и роста за их счет более крупных зерен того же минерала происходит постепенное погрубение осадка».

«Вторым существенным процессом первичного диагенеза, еще более коренным образом меняющим осадок, являются процессы: а) разложения неустойчивых в новых условиях терригенных минералов; б) растворения тех или иных составных частей осадка; в) реакция между осадком, морской водой с ее солями и вновь полученными продуктами разложения или продуктами жизнедеятельности находящихся в осадке организмов (особенно бактерий) и г) образования в результате этих реакций новых минералов (пирит, глауконит, фосфорит, филлипсит и др.)».

«Наконец, последним крупным процессом первичного диагенеза является... образование конкреций, представляющее частный случай либо местной литификации, либо местного минералообразования» (1934 г., стр. 136—137).

Несмотря на несколько большую детализацию представлений о диагенезе у М. С. Швецова, все же они оставляли многие вопросы в неопределенном положении, что и можно наблюдать в литературе 30-х годов. Так, было неизвестно, когда формировались карбонаты железа, марганца, лептохлориты, фосфаты железа, цеолиты, формы аутигенной SiO_2 , доломиты, анкериты, а также такие характерные образования, как оолиты, пизолиты Fe , Mn , Al_2O_3 , пластообразные стяжения SiO_2 . Как правило, они представлялись в качестве образований седиментационных. Все рудообразование у железа, марганца, алюминия также представлялось связанным только с седиментационной стадией. Возможности значительных вертикальных и латеральных миграций вещества в диагенезе из одних отложений в другие также еще не были установлены, и автор этих строк был, кажется, единственным в те годы, кто допустил такую миграцию на примере разреза юрезанских битуминозных сланцев (замещение спикул кремневых губок на CaCO_3 с миграцией кремнезема в соседнюю зону атакских известняков, 1935 г.).

Неопределенности в представлениях о диагенезе особенно чувствовались тогда, когда исследователи имели дело с явно аутигенными минералами закиси железа (сидерит, лептохлориты) и марганца. Вставал вопрос, где же располагалась среда с восстановительными условиями: в придонных слоях воды или уже в илу? И можно неоднократно наблюдать у А. Д. Архангельского, Б. П. Кротова, Е. П. МолдавANCEВА, Л. В. Пустовалова, А. Г. Бетехтина и многих других тенденцию считать, что восстановительная среда характеризовала именно придонную воду, а не осадок, либо давались столь неопределенные формулировки, что дело можно было трактовать и так и этак. Тем самым роль диагенеза в формировании аутигенных минералов смазывалась.

Очень показательна в этом отношении позиция Л. В. Пустовалова. В статье о «геохимических фациях» он в конце концов предложил слить стадии седиментогенеза и диагенеза, назвав обе вместе сингенезом. «Продукты диагенеза,— пишет Л. В. Пустовалов,— как возникшие еще в стадии формирования осадочной породы, мы причисляем к сингенезу» (1933 г., стр. 59). Этот прием был, конечно, удобен для многих, кто терялся в решении указанных выше вопросов, ибо просто отсекал их; поэтому понятие сингенеза, предложенное Л. В. Пустоваловым, получило широкое распространение вплоть до половины 50-х годов, когда оно было фактически оставлено (за исключением очень немногих авторов).

Для сингенеза Л. В. Пустоваловым были предложены чисто умозрительным путем два закона, имеющих характер постулатов.

1. «Всякая осадочная порода тотчас по завершении в ней диагенетических процессов представляет собой более или менее сложную физико-химическую систему, возникшую при определенных физико-химических условиях равновесия, имевшихся в момент образования породы, в строгой зависимости от целого ряда факторов, среди которых важную роль играют химические свойства среды» (1933 г., стр. 63). Этот постулат может быть назван законом соответствия состава породы среде ее образования.

2. «Во всякой осадочной горной породе, заключающей в себе сингенетичные минералы или сингенетичные химические соединения, господствуют физико-химические, а следовательно, и геохимические условия, царствовавшие в момент накопления и формирования осадка, или же, вернее, условия, весьма близкие к ним» (там же, стр. 70). Этот постулат Л. В. Пустовалов назвал «законом физико-химической наследственности».

Исходя из сказанных предпосылок, Л. В. Пустовалов формулирует понятие «геохимическая фация». «Под ископаемыми геохимическими фациями,— пишет он,— мы понимаем пласт или свиту пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохими-

ческой характеристикой, возникающей в результате условий образования осадочной породы» (1933 г., стр. 72).

Далее характеризовались морские и континентальные геохимические фации, по пяти в каждой группе. Это общеизвестные сейчас сероводородная, сидеритовая, шамозитовая, глауконитовая, окислительная фации, различаемые по положению разделительной границы между окислительной и восстановительной зонами относительно поверхности осадка; в сероводородной фации эта разделительная граница лежит высоко над осадком, а в последующих все больше опускается и в окислительной располагается глубоко в осадке.

Наряду с физико-химической трактовкой перечисленных вопросов в 30-е годы появился ряд конкретных физико-химических схем для отдельных типов пород. При этом многие геологи, ранее придерживавшиеся биогеохимической концепции, теперь отошли от нее на другие позиции.

Весьма интересная эволюция во взглядах произошла у А. Д. Архангельского. Во время работы в «фосфоритной комиссии» над верхнемеловыми отложениями (1912 г.) и нефтепроизводящими свитами (1927 г.) он был отчетливым сторонником биогеохимической концепции, хотя и без тех «палеофизиологических» крайностей, в которые впадал Я. В. Самойлов (об этом А. Д. Архангельский писал в одной из статей). Но вот А. Д. Архангельский начинает заниматься бокситами, геохимией железных руд и сразу становится сторонником физико-химических концепций и развивает хомогенную теорию их генезиса. В работе «Типы бокситов СССР и их генезис» (1937 г.) он формулирует весьма любопытную схему, которую никак не назовешь иначе как схемой химической дифференциации. В этой схеме в озерных котловинах юрского возраста на Урале вблизи берега выпадали Al_2O_3 и TiO_2 с некоторым количеством железа, дальше от берега — окисное железо частично с кремнеземом. В некоторых случаях в центре бассейна отлагались глины с конкрециями известняка. «Таким образом, — пишет А. Д. Архангельский, — *выделение веществ, приносимых в озеро впадавшими в последнее текучими водами, происходило в определенной последовательности*» (1937 г., стр. 487) (курсив мой. — Н. С.). Для морских бассейнов устанавливается аналогичная последовательность для верхнего девона западного склона Урала: в Катавском районе бокситы и диаспоржелезистые руды, западнее, на Урале же и на Тимане — доломитовые отложения, изобилующие кремнеземом; последний, как более подвижный, уходит от континента (который мыслится в это время на Урале) дальше, чем Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Любопытно, что и М. С. Швецов, вообще-то не склонный к физико-химическим построениям, в работе о динамическом бассейне (1938 г.), явно под влиянием идей А. Д. Архангельского, также сформулировал отчетливую схему химической дифференциации Al_2O_3 , Fe_2O_3 и кремнезема.

Опытами построения физико-химических концепций являются теория доломитообразования Б. П. Кротова (1925 г.), позже своеобразно трансформированная Н. Н. Смирновым (1930 г.) и Л. В. Пустоваловым (1937 г.), статья А. Е. Рыковска (1932 г.) о происхождении бессульфатного и сульфатного типов калийных месторождений, гипотеза А. В. Казакова о хомогенном происхождении фосфоритов (1937, 1938 гг.). Почти все они в конечном счете так или иначе базировались не только на данных физико-химии, но и современного осадконакопления, что не помешало некоторым из них дать ошибочные решения. Впрочем, за исключением А. В. Казакова, знакомство этих ученых с современными осадками было не только чисто литературным, но и довольно ограниченным.

Завершением работ физико-химического направления является, как указывалось, попытка Л. В. Пустовалова построить общую теорию осадочного породообразования — «теорию осадочной дифференциации»

(1940 г.). Ввиду общеизвестности излагать ее мы не будем. Отметим только, что, в отличие от других авторов, предложивших физико-химические схемы генезиса отдельных пород, Л. В. Пустовалов отказался в этой работе от каких-либо сравнений с современным осадконакоплением и разрабатывал свою теорию чисто умозрительно-дедуктивным путем, иллюстрируя ее немногими примерами верхнепермских отложений Приуралья. Сравнительно-литологический метод был признан им порочным, ибо, как правило, приводил к ошибочным заключениям. Эта позиция была довольно неожиданной, поскольку в исследовании тульских и липецких руд (1933 г.), да и в работе о пермских отложениях Приуралья (1937 г.) он шел строго сравнительно-литологическим путем и в своей «Петрографии осадочных пород» (1940 г.) отнюдь не считал, что полученные им результаты ошибочны. Больше того, конструируя свою теорию осадочной дифференциации, он использовал (главным образом по У. Х. Твенхофелу) все данные о современных процессах мобилизации вещества на водосборах и о переносе их реками. И только когда перешел к осадконакоплению в водоемах, отказался от использования данных по современным осадкам морей и озер и предпочел им умозрительно-дедуктивный путь исследования. Подчеркнем, что в теории осадочной дифференциации относительно новой была лишь схема химической дифференциации; представления же о механической седиментации воспроизводили тот ветхозаветный примитив, о котором шла речь в разделе, посвященном взглядам на литогенез в 70—80-х годах XIX в.

Окидывая общим взглядом попытки физико-химического истолкования осадочного образования в 30-х годах, нужно сказать, что хотя привлечение к генетическому анализу физико-химических данных само по себе было, несомненно, явлением прогрессивным, однако многие построения 30-х годов все же оказались неудачными благодаря методическим просчетам.

В этом направлении исследования с большой легкостью возникали концепции умозрительные, весьма далекие от природы. Такова, например, схема аккумулятивной коры выветривания Б. Б. Полюнова, чисто дедуктивная и не опирающаяся на сколько-нибудь убедительный фактический материал. Ошибочными оказались хемогенная теория образования бокситов и попытка объяснения генезиса доломитов по реакции Гайдингера, игнорирующая карбонатные равновесия Ca , Mg , CO_2 , H_2O . В еще большей степени это относится к теории химической дифференциации Л. В. Пустовалова. Она иллюстрирована не только очень ограниченным числом примеров из верхнепермских отложений, но и базируется на таком объекте, в котором по чисто климатическим условиям первая половина ряда химической дифференциации до CaCO_3 состоит из членов, которые заведомо не могли мигрировать в растворенном состоянии, а транспортировались в виде взвесей, либо возникли лишь в диагенезе. Мы знаем это теперь очень твердо. Что касается закона перодичности осадконакопления, иллюстрированного примерами главным образом из Европейской части СССР, то, как было показано в ходе дискуссии 1948—1952 гг., он в таком виде вообще не существует, ибо диаграмма пестрит трубами фактическими ошибками. В некоторых случаях авторы, стремясь уйти от трудностей, предлагали рискованные решения. Я имею в виду слияние стадии седиментации со стадией диагенеза в общем понятии сингенез, предложенном Л. В. Пустоваловым. Это предложение создавало путаницу в представлениях и принесло большой вред литологии. Неудачным было и выделение геохимических фаций по положению окислительно-восстановительной границы относительно поверхности осадка. При проверке на современном осадконакоплении оно оказалось ошибочным: комплекс аутигенных минералов, формирующихся в диагенезе, вовсе не зависит от положения окислительно-восстановительной границы относительно поверхности осадков, а конт-

ролируется вещественным составом исходного осадка и количеством и качеством содержащегося в нем органического вещества. Ошибочным является и закон физико-химической наследственности; его в природе нет, а есть закон прогрессивного изменения осадочных пород при их погружении и переходе во все новые термодинамические условия, которые все больше стирают первоначальные черты породы. Что касается физико-химических схем генезиса отдельных типов пород, то из всей совокупности их к настоящему времени уцелели лишь немногие (например, схема А. Е. Рыковского для метаморфизма солей, схема А. В. Казакова для фосфоритов); любопытно, что это как раз те схемы, которые в максимальной степени опирались на данные по современному осадконакоплению.

В итоге получается, что, хотя обращение к физико-химическому толкованию осадочного процесса само по себе было правомерным и прогрессивным, конкретные результаты работ 30-х годов оказались все же мало эффективными и в этом отношении не могут сравниться с тем резким скачком, который создали работы «Челленджера» и русских исследователей по современным осадкам на предыдущем этапе.

В заключение нельзя не отметить двух характерных черт теоретического мышления литологов 30-х годов.

Первая — это склонность к созданию схем, в которых на базе физико-химических данных авторы стремились выявить взаимосвязь между разными аутигенными накоплениями внутри водоема. Биогеохимическая концепция не ставила перед собой таких задач, ибо никаких связей между аутигенными образованиями не выявляла: она каждое из них порознь трактовала как результат жизнедеятельности живых существ. Это была концепция истолкования раздельных фактов самих по себе, вне сочетания их друг с другом на базе каких-то принципов, т. е. *самый первейший шаг на пути теоретизирования*. Дедуктивно-умозрительные концепции 30-х годов были в этом отношении следующим принципиально новым шагом вперед: *они пытались увязать генезис нескольких разных образований в общие схемы*. При этом развитие физико-химии и геохимии подсказывало путь к такому обобщению: использование физико-химических свойств элементов и соединений — действительно надежная база для теоретических выводов. Но опыта теоретической работы у литологов еще не было, а главное, не было осознано то важнейшее методологическое требование, что *дедуктивно-умозрительную концепцию нельзя просто иллюстрировать отдельными примерами, ее нужно проверять и доказывать всей суммой относящегося к ней фактического материала*. Отсутствие такого сознания и пользование методом иллюстраций и привело к тому, что большинство концепций 30-х годов, даже созданных крупными учеными, при дальнейшей более строгой проверке оказались несостоятельными.

Другой характерной чертой теоретического мышления 30-х годов является *резкое выпячивание вперед тектонического фактора в формировании осадочных пород при отсутствии должного внимания к фактору климатическому*. Нельзя сказать, что о климате забывали совсем, но все же в построении генетических концепций ему отводилось такое же (если не меньшее) внимание, какое уделялось прежде бедным родственникам в богатых семьях. Да, конечно, климат играет какую-то роль, но какую — не совсем ясно; сбросить его со счетов нельзя, но и конкретизировать его роль не удавалось. Показательна в этом отношении теория стадийности элювиального процесса Б. Б. Полынова. Она боролась против климатических типов почв, трактуя их как стадии развития единого элювиального процесса. Рассуждая чисто логически, можно было допустить, что при достаточной длительности процесса и в пустынях дело может дойти до образования латеритных почв. Такой именно вопрос и был задан Б. Б. Полынову после его доклада в Отделении геоло-

го-географических наук в 1935 г. (Избранные труды, стр. 283). Б. Б. Полюнов резко восстал против такого толкования, указывая, что для этого нужна такая длительность времени, при которой тектонические процессы нарушат первоначальные условия. Всеспасаящим оказался тектонический режим. В собственно же литологических работах тектонический режим определял практически все: рельеф древней области седиментации, трансгрессии и регрессии, разные типы пород на платформах и в геосинклиналях, циклическое строение толщ и т. д. Он казался решающим; климат же помещался за кулисами, как статист, которого изредка вытаскивают на сцену. Встает вопрос: почему же так выдвигали тогда тектонический режим, а климат так мало учитывался? В настоящее время мы знаем, что климатический фактор играет огромную роль, создавая — через глобальную циркуляцию атмосферы — ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза, зонально располагающиеся на лике Земли. *Но это знание пришло в результате детального изучения современного осадкообразования и его связи с общей жизнью атмосферы. В 30-х годах такого знания еще не было.* Из двух решающих факторов литогенеза: климата и тектонического режима, весьма наглядно выступающих в современном литогенезе, геологи и литологи, занимавшиеся в 30-х годах древними породами, реально видели действие только второго фактора. Действие первого, выражающееся в климатической зональности литогенеза, еще не улавливалось из-за недостаточного знания современных процессов. Геологи 30-х годов оперировали древней поверхностью Земли, как бы лишенной атмосферы; они знали, конечно, что атмосфера была и тогда, но ее действие, выражаясь фигурально, не давалось в руки. Отсюда односторонний резкий крен в сторону тектонического режима, который отчетливо выступал, впрочем, не только в 30-х годах, но часто и много позже, у тех литологов, которые не хотели считаться с современным осадконакоплением или просто не знали его.

Таким образом, и в 30-х годах состояние знаний современного осадкообразования в конечном счете определило одностороннее литологическое мировоззрение литологов, занимавшихся древним литогенезом.

4. РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА

(Середина 50-х — конец 60-х годов XX в.)

Вдумываясь во все изложенные выше концепции, нетрудно уловить в них одну общую и очень характерную черту: *неопределенность географической локализации каждой схемы на лике Земли.* Все они как бы абстрагированы от географии и, казалось, были приложимы к любой точке земного лика, как современного, так и древнего. Конструировавшие их геологи, по-видимому, и не интересовались тем, для каких регионов поверхности Земли они создавали свои схемы. Их целью была сама схема, а не то, к какому участку земного лика она будет приложена. В лучшем случае указывалось (например, у Л. В. Пустовалова), что в разных физико-географических условиях его схема осадочной дифференциации может меняться; но что это за условия, где они реализуются на поверхности Земли и как именно меняется на них сама схема, так и осталось невыясненным; географической привязки теория осадочной дифференциации не получила.

Между тем именно в русской геологии уже давно стали появляться работы, доказывающие, что течение разных стадий литогенеза резко меняется в разных географических регионах, в частности в разных широтах (т. е. климатах) и разных условиях рельефа. Еще в 1899 г. В. В. Докучаев создал учение о зонах природы, в котором показал, что почвенный покров и растительный мир резко различны на равнинах разных кли-

матических зон, в регионах же гористых эти горизонтальные зоны сменяются аналогичной вертикальной зональностью. В 1912 г. И. И. Гинзбург высказал мысль, что и так называемое глубинное выветривание, т. е. изменение пород под почвенным покровом — действием подземных вод, также подчиняется закону климатической зональности. В 1932 г. В. В. Алабышев опубликовал интересную статью о зональности озерных отложений с двумя картами (Европейской части СССР и мировой), на которых весьма наглядно видно, что озерные отложения гумидных зон резко отличны от отложений зон аридных. Наконец, занимаясь в 1938—1941 гг. железорудными фациями и их аналогами в истории Земли, т. е. рудной триадой $Al-Fe-Mn$, автор настоящих строк неожиданно для себя убедился, что триада эта отчетливо приурочивается к современным и древним гумидным зонам, полностью отсутствуя в зонах аридного и сурового околополярного климата³. Выяснилась и геохимическая основа этой локализации: только в гумидных зонах $Al-Fe-Mn$ при выветривании приобретают достаточную геохимическую подвижность и потому, мигрируя в водотоках, могут при подходящих палеогеографических условиях концентрироваться и образовывать рудные накопления. В условиях аридного и околополярного климата геохимическая подвижность $Al-Fe-Mn$ падает до нуля и поэтому руд они не формируют. Вместе с тем выяснилось, что существует еще одна — сравнительно мало распространенная группа накоплений $Fe-Mn$ — аклиматическая, генезис которой связан с подводным вулканизмом. Все вышеуказанные работы привели автора к убеждению, что *прежний подход к литологической теории, как концепции, абстрагированной от географической (в частности, климатической) ее локализации, принципиально ошибочен*. Он уже изжил себя в трех вышеизложенных концепциях и требует замены новым, при котором учитывались бы географическое местоположение процесса и, прежде всего, климатическая зональность литогенеза, а также его формы, связанные с вулканизмом. При такого рода исследованиях целесообразно идти сравнительно-литологическим путем, отправляясь от детального анализа современного осадконакопления и сопоставляя его с древним в целях обнаружения как сходства, так и различий и воссоздания в конечном итоге эволюции литогенеза в истории Земли. *Литогенез мыслился как закономерно развивающийся историко-геологический процесс, всегда протекавший по-разному на разных участках лика Земли*.

Именно эти идеи и были вкратце изложены в программной статье автора в 1945 г. — «Сравнительно-литологическое направление и его ближайшие задачи»; в ней, как я уже отмечал (1968 г.), воспроизводились в новой, расширенной и углубленной форме задачи литологии, поставленные Я. В. Самойловым еще в 1923 г., но затем совершенно забытые как его учениками, так и нашими геологами вообще.

Для решения поставленной задачи в ГИНе АН СССР в 1945—1950 гг. проводились детальные работы на ряде водоемов СССР в гумидной и аридной зонах (Японское, Черное, Аральское моря, частью Каспийское море, озера Балхаш, Байкал, Кулундинские). При этом был применен ряд новых методических приемов: обязательное рассмотрение осадконакопления в бассейнах вместе с их водосборной площадью; изучение форм миграции элементов в речных водотоках; детальный анализ механической седиментации с помощью карт распределения отдельных гранулометрических фракций на площади дна; анализ механизма осаждения растворенных компонентов с привлечением данных по их физико-химическим свойствам; применение метода абсолютных масс (для терригенного материала, карбонатов, Fe , Co в Черном, Японском,

³ Из-за войны монография, законченная в 1941 г., была напечатана полностью в 1947 г., а в 1940—1941 гг. — лишь 5 статей.

Аральском морях и отчасти в Каспийском море), метода балансов (для карбонатов); детальный анализ стадии диагенеза с использованием имеющихся в литературе данных по иловым водам. Эти работы получили значительное подкрепление в исследованиях Института океанологии АН СССР, которые велись с аналогичными установками по дальневосточным краевым морям (Охотскому, Берингову), в Антарктической зоне Индийского и Тихого океанов и были дополнены изучением взвесей в морских и океанических водах. Была использована также значительная зарубежная литература по современным осадкам и работы по древним породам.

Совокупность этих данных позволила автору настоящих строк уже в 1956 г. выдвинуть концепцию о четырех типах литогенеза, существующих в настоящее время и существовавших во всей послеальгонской истории Земли: гумидном, ледовом, аридном, вулканогенно-осадочном — и кратко охарактеризовать их. По сути дела в этих типах получили дальнейшее развитие и оформление идеи, изложенные уже в железорудной работе. В 1960—1963 гг. в двух монографиях эти типы были описаны уже детально, особенно гумидный и аридный, причем локализация их с ордовика до настоящего времени показана в ряде карт, являющихся одновременно и картами распространения главных типов осадочных полезных ископаемых. В последующих публикациях автора были внесены коррективы и дополнения, которые, не меняя основных положений, опосредствовали их большей конкретизации.

Введение понятия о типах литогенеза и прослеживание локализации на лике Земли гумидного, аридного и ледового типов за огромный промежуток времени (около 500×10^6 лет) имело два существенных следствия.

1. Оно придало теории литогенеза ту географическую конкретность, которой не доставало всем предыдущим концепциям, и одновременно позволило установить связь разных типов с общей жизнью внешних геосфер Земли, в частности с глобальной циркуляцией атмосферы и жизнью литосферы. В зоне тропической (в полосе по обе стороны экватора) воздушные массы, поднимаясь вверх и охлаждаясь, создают обильные атмосферные осадки, которые содействуют развитию пышной растительности, глубокому выветриванию пород (мощный элювий), миграциям почти всех элементов и возникновению (особенно на равнинах) наиболее ярко развитого гумидного типа литогенеза. По обе стороны экватора, в полосах барических максимумов, созданных оттоком в обе стороны от экватора поднявшихся воздушных масс, часть этих масс, опускаясь вниз, нагревалась и, будучи очень бедной влагой, создавала зоны малых количеств метеорных осадков, т. е. полосы аридные; конфигурация их усложнялась рельефом земной коры. Этим аридным полосам отвечал аридный тип литогенеза. Другая часть воздушных масс перемещалась в более высокие географические широты и, взаимодействуя здесь с медленно растекавшимся холодным воздухом полярных областей, создавала зоны циклонов, тоже гумидные по режиму, но с меньшим годовым количеством осадков. Это тоже области литогенеза гумидного типа, но менее выраженного сравнительно с тропической его разновидностью. На континентах высоких широт (северных и южных), где средняя температура года ниже нуля, гумидный тип литогенеза сменяется ледовым. Интразонально, на тех участках любого климатического типа, где тектоническая активность литосферы особенно велика и сопровождается вулканической деятельностью, возникает вулканогенно-осадочный тип литогенеза.

Описанный механизм формирования трех зональных и интразонального типов осадочного породообразования с большой отчетливостью выявляется при анализе современного литогенеза. Но существует факт, свидетельствующий о том, что тот же механизм глобальной циркуляции

атмосферы в общих чертах был свойствен Земле и в прошлом. Он заключается в том, что во все периоды истории Земли, начиная с кембрия, для которых имеется достаточное количество фактического материала, карты неизменно обнаруживают две полосы аридного литогенеза, разделенные зоной ярко выраженного литогенеза гумидного. Активность же литосферы, накладываясь на зонально расположенные климатические типы литогенеза, постоянно поддерживала существование и вулканогенно-осадочного типа.

Глобальный литогенез в целом и в прошлом оказывается тесно связанным с жизнью внешних геосфер Земли.

2. *Изучение каждого из четырех типов литогенеза как цельного природного явления позволило обнаружить ряд новых фундаментальных фактов, до того не известных геологам и потому пропущенных во всех предшествующих схемах литогенеза.*

Особенно много их обнаружилось при исследовании современного гумидного литогенеза. Напомню их вкратце. В пределах общей водосборной площади гумидных бассейнов и механическая и химическая денудации — в условиях однотипного рельефа (например, на равнинах) — меняются сходным образом: усиливаются по направлению к тропикам, ослабевают по направлению к полюсам. Но амплитуда изменений механической денудации гораздо больше амплитуды денудации химической. При усилении расчлененности рельефа одновременно усиливается и механическая и химическая денудация водосборов, но первая опять-таки гораздо сильнее второй. Поскольку эти закономерности контролируются чисто физическими факторами (распределение температуры и влажности), они, очевидно, были свойственны и древнему гумидному литогенезу.

Заново созданы представления о формах миграции элементов. Оказалось, что лишь очень немногие из них, соединения которых весьма растворимы (Na, K, Sr, Br, Cl, J и др.), мигрируют в реках только в форме растворов; подавляющее же большинство переносится главным образом в составе взвесей, смываемых с водосборов, и лишь отчасти в виде растворенных соединений. Чем менее растворимы в воде соединения элементов, тем большую роль в их миграциях играют взвеси. При увеличении расчлененности рельефа роль взвесей как формы миграции увеличивается у всех элементов, а значение растворов снижается часто практически до нуля. Весьма существенно также, что малые элементы (V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, W, Pb, Zn, Se и др.) концентрируются в наибольшей степени в тонкой пелитовой, субколлоидной и коллоидной фракциях, что объясняется главным образом их сорбцией мицеллами глинистых минералов еще при формировании коры выветривания на водосборах.

Получен общий баланс современного осадконакопления в океанах и морях (т. е. в бассейнах гумидной зоны), который выглядит так. Из общей массы ежегодно выносимого реками материала минимум $12\,700 \times 10^6$ т кластических частиц осаждаются механическим путем, из растворов же 1500 т (карбонаты кальция, магния, кремнезем) — биогенным путем, 125×10^6 т (микроэлементы, часть неорганических коллоидов Fe, Mn) — химическим путем, в частности сорбцией; 969×10^6 т (хлориды, сульфаты калия, натрия, магния и пр.) остаются неосажденными и идут на пополнение минерализации гидросферы. Судя по исчислениям процентного содержания песков, алевритов и глин, с одной стороны, карбонатов кальция плюс магния и кремнистых пород — с другой, в составе послерифейских пород современного континентального блока соотношения механической и разных форм аутигенной седиментации в древних бассейнах были приблизительно теми же, хотя в аутигенезе роль биогенной седиментации постепенно возрастала за счет подавления хемогенной.

Установлено существенное влияние размеров водоема на разные стороны бассейновой седиментации. Оказалось, что в ряду:

малые озера → большие озера → внутриконтинентальные моря → краевые моря → океаны
(все возрастающих размеров)

Величина B/L постепенно уменьшается от десятков единиц до десятых и сотых долей единицы.

Иными словами, с увеличением бассейна размеры его водосборной площади (B) относительно акватории (L) убывают. Это обстоятельство влечет за собой два существенных следствия. Средняя скорость осадконакопления, особенно в пелагических областях водоемов, уменьшается, возможности же фракционирования внесенного (или осажденного в самом водоеме) материала возрастают. Поэтому осадки пелагических зон морей и особенно океанов становятся все более тонкозернистыми. А так как именно к самым тонким фракциям речного выноса приурочиваются наибольшие содержания малых элементов, то естественно, что с возрастанием размеров водоема обогащенность пелагических илов увеличивается и в пелагических отложениях современных океанов достигает максимума. Это особенно четко проявляется у наиболее подвижных малых элементов: Mo, Ni, Cu, Co, Zn, а также у Mn.

На основе знания форм осаждения разных компонентов из морской воды и данных по составу иловых вод, их pH, Eh были выяснены конкретные черты неуравновешенности осадка как физико-химической системы и построена новая схема процессов их уравнивания, т. е. схема диагенеза, с выделением его этапов (окислительного минералообразования, восстановительного и перераспределения аутигенных минералов). Показано специфическое течение диагенеза в гумидных водоемах разного типа.

Все эти новые факты были установлены и схемы разработаны на современной форме гумидного литогенеза, но суть их такова, что они, несомненно, были свойственны и литогенезу древнему, по крайней мере за последние 500×10^6 лет.

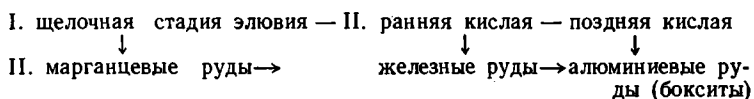
Одновременно были выявлены некоторые черты древнего гумидного литогенеза, пропущенные до того, и разработаны новые генетические схемы. Они касаются главным образом гумидного рудогенеза и общих закономерностей вещественного состава гумидных пород.

Прежде всего предложена общая теория гумидного рудогенеза, учитывающая ряд факторов:

$$P = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \epsilon),$$

где α — интенсивность химико-биогенной садки рудного компонента, обусловленная в одних случаях локально резко усиленной подачей его с берега, в других — усиленным использованием его в водной массе бассейна; β — влияние гидродинамического режима и палеогеографии района усиленной садки рудного компонента; γ — действие разбавления приносимым с берега терригенным материалом; δ — дополнительное концентрирующее влияние процессов перераспределения вещества в диагенезе осадков; ϵ — переувлажнение рудного пласта с выносом из него тонкодисперсного материала. Рудообразование достигает максимальной силы лишь в тех случаях, когда все пять факторов действуют согласно и в благоприятном (аккумулирующем) направлении. При разном в характере их работы положительное влияние одного фактора погашается в значительной мере отрицательным воздействием другого; в результате в лучшем случае возникает низкокачественная руда, в худшем — рудообразование останавливается на стадии незавершенного слабого или вовсе зачаточного, эмбрионального. Особенно отрицательно сказывается недостаточное развитие фактора α или неблагоприятное влияние факторов β и γ .

Во всей совокупности рудных накоплений гумидного типа удалось далее различать четыре генетически различные группы: 1) россыпи; 2) рудную триаду $Al-Fe-Mn$; 3) рудную тетраду $P-CaCO_3-MgCO_3-SiO_2$; 4) накопления органического вещества. Первая группа возникает за счет механической переработки коры выветривания и раннего выпадения из путей миграции тяжелых рудных минералов. Во второй бокситы возникают за счет образования и во многих случаях механического перераспределения глиноземного горизонта элювия. Но железо-марганцевые руды — уже за счет химического осаждения растворов этих элементов, вымываемых из коры выветривания. При этом связь с корой разных членов рудной триады выглядит так:



Подчеркнем, что формирование всех членов рудной триады в бассейнах происходит за счет непосредственного выноса элементов речными водами с водосборов, причем в соответствии с возрастающей геохимической подвижностью элементов фациальные профили руд все больше смещаются с континента в морские бассейны.

В рудной тетраде хемогенное осаждение свойственно в решающей степени только накоплению фосфора, у остальных же высокие концентрации обязаны возникновением биогенным процессам. При этом формирование их происходит не непосредственно за счет поступления растворов P , $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2 с континентов, а за счет огромных масс их, накопленных в гидросфере и непрерывно пополняемых речными потоками и вулканическими эксгаляциями. Благодаря биогенному характеру накоплений у трех (из четырех) членов тетрады фациальные профили перестают контролироваться геохимической подвижностью рудообразующих компонентов. Накопления углей и горючих сланцев целиком биогенны.

Сочетая новые факты и схемы, полученные при изучении современного литогенеза, с обобщениями, сделанными на древних породах, получаем цельный образ гумидного литогенеза вообще. Сопоставляя его с тремя ранее изложенными концепциями аутигенеза, нетрудно видеть, что эти прежние схемы в сущности навеяны процессами гумидного литогенеза, но только в них пропущено много фундаментальных фактов, обнаруженных при конструировании теории типов литогенеза.

Новым является также то, что только в 40—60-х годах благодаря широкому внедрению гранулометрии в изучении современных осадков и усовершенствованию (в Институте океанологии) самой гранулометрической методики удалось по-настоящему раскрыть закономерности механической седиментации в морях и океанах, влияние на нее размеров водоема, его рельефа и гидродинамики. И оказалось совершенно неожиданным, что процессы формирования химического облика обычных отложений, в частности распределения в них малых элементов, процент карбонатности, кремнистости, содержание C_{org} контролируются в решающей мере процессами именно механогенеза, а не собственно физико-химическими. Это явствует из карт осадков и баланса осадконакопления, приведенного выше.

Существенную роль сыграло выделение аридного типа литогенеза для понимания процессов, протекающих в засушливых зонах, т. е. в областях сухих степей, полупустынь и пустынь, где годовое испарение превышает количество метеорных осадков. Основную особенность аридного литогенеза составляет то, что породообразование в нем происходит главным образом за счет аллохтонного материала, который поступает из соседних горизонтальных, частью вертикальных гумидных зон (по

В. В. Докучаеву) либо из океана. Другая важнейшая черта — *стадийность аридного литогенеза*. В нем отчетливо различаются две крупные стадии: *начальная*, когда соленость водоемов еще не отличается существенно от солености водоемов гумидных зон, и *поздняя*, когда соленость в них становится повышенной, значительной и очень большой. Для начальной стадии в аутигенезе характерно развитие медно-свинцово-цинковых руд, гомологичных гумидной триаде, и, так сказать, замещающих ее здесь; резкое усиление фосфатонакопления, а также доломитообразования; формирование аутигенных магниевых глинистых минералов. Терригенные отложения отличаются полимиктовостью, а в глинах — слабым развитием каолинита, к тому же аллохтонного, занесенного из соседних гумидных зон. Для поздней стадии аридного литогенеза характерно образование галогенных пород и толщ, в которых с повышением солености осаждаются все более растворимые соединения (гипсы — NaCl — калийные и магниевые сульфаты и хлориды) с сопутствующими им микроэлементами (F, Sr, B, Br, Rb и др.). Поступление терригенного материала и речной воды вызывает непрерывно идущую метаморфизацию рапы, которая в одних случаях лишает ее MgSO_4 , что приводит к возникновению бессульфатной ветви калиевых месторождений, в других, наоборот, — к обогащению рапы сульфатами и формированию сульфатной группы калий-натрий-магниевых солей.

Заслуживает внимания тот факт, что *если в гумидном литогенезе биос играет огромную роль, то в аридном, даже на начальной стадии, он далеко отодвинут на второй план, а на поздней не играет практически никакой роли*. Эти специфические черты гумидного и аридного литогенеза позволяют правильно понять области приложения прежних биогенной и физико-химической концепций. Принципиальное противопоставление их, как это делалось ранее, неправильно. Каждая имеет в литогенезе вообще свою региональную (и стадийную) область приложения; что стало очевидным только после детальной разработки специфики каждого типа литогенеза.

Хотя галогенез представляет собой чисто физико-химический процесс, течение его контролируется также и тектоническим фактором. Большая или меньшая полнота его развития в лагунах, заливах, краевых частях эпиконтинентальных морей и специфических огромных внутриконтинентальных морях (типа Кунгурского в СССР, Цехштейного в Западной и Восточной Германии) определяется тектоническим режимом субстрата, на котором эти бассейны располагаются. Сами типы этих солеродных бассейнов впервые выделены при общей характеристике аридного литогенеза.

Очень характерно ярко выраженное тяготение аридного, особенно галогенного, литогенеза к платформам (древним и молодым) и слабое развитие в геосинклинальных зонах. Здесь он локализуется главным образом в предгорных прогибах и межгорных впадинах, формирующихся в последние стадии жизни геосинклиналей. Эта ограниченность тектонической базы дополнительно отчетливо отличает аридный тип литогенеза от гумидного, тектоническая база которого, да и общая площадь в любой момент постальпийской истории были несравненно больше, чем у аридного.

Еще более ограничен по площади литогенез вулканогенно-осадочного типа. Он локализован и наиболее развит по своим формам в области эвгеосинклиналей; когда же встречается на платформах, то очень беден по своим проявлениям. Изученность вулканогенно-осадочного литогенеза пока гораздо меньшая, чем гумидного и аридного. Автор относит к нему только те накопления Fe, Mn, SiO_2 , P, Cu, Pb, Zn, которые тесно связаны с собственно пепловыми и лавовыми комплексами и не отделены от них пустым промежутком. Отдаленность от вулканических очагов наименьшая у Fe (сотни метров, немногие км), большая у Mn (до 15—20 км),

еще бо́льшая у SiO_2 (предположительно до 100—120 км). Что касается механизма осаждения, то у Fe, Mn, P, Pb, Zn это, несомненно, физико-химическая садка, у SiO_2 — вблизи очага — тоже физико-химическая, с удалением от него и убылью кремнезема в растворе — биогенная.

Своеобразную особенность ледового типа составляет его периодическое развитие в околополярных континентальных областях. В течение большинства геологических периодов этот тип литогенеза не констатируется и, видимо, отсутствовал. В связи с низкой средней температурой года физико-химические и биохимические процессы в ледовом типе резко подавлены. А действие ледникового покрова как фактора осадкообразования приводит к тому, что единственно развитая на площади ледового типа механическая седиментация весьма примитивна и характеризуется отсутствием механической сортировки материала.

Выделение четырех типов литогенеза и детальное изучение двух из них — гумидного и аридного — позволило по-новому сформулировать принципиальную сущность осадочного породообразования вообще. Она заключается в *многообразных фазовых преобразованиях и перераспределении веществ на поверхности Земли, причем в перераспределении имеет место как дифференциация (разделение) веществ, так и их смешение; последнее играет отнюдь не меньшую, а часто даже бо́льшую и решающую роль сравнительно с дифференциацией*. Выдвижение на первое место разнообразных *фазовых превращений*, а также подчеркивание роли смещения веществ при формировании осадочных пород (на что впервые было указано Н. Б. Вассоевичем, Д. Г. Сапожниковым и другими в ходе литологической дискуссии 1948—1952 гг.), дополнительно резко отличает теорию типов литогенеза от представлений 30-х годов, нашедших свое крайнее воплощение в теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова (1940 г.).

Изложенная в принципиальной своей сути теория типов литогенеза рисует его лишь для послерифейского времени, а в этом промежутке отмечает следы необратимой эволюции осадочного процесса у карбонатных пород, железных руд, особенно же в типах накопления органического вещества (в частности углей). Об особенностях более древнего (докембрийского) литогенеза можно пока судить чисто гипотетически. Эта предположительная схема была набросана автором в 1963 г., и пока он не имеет оснований сколько-нибудь существенно ее менять.

Насколько можно судить по литературе, теория типов литогенеза встретила у нас широкое признание литологов. Но в то же время выяснились и некоторые разногласия. Укажу только на два главнейших. Первое — это стремление представить галогенные породы в качестве продуктов галогенного метасоматоза (Н. А. Кудрявцев, Л. М. Бирина). Эта концепция была весьма детально (хотя и не исчерпывающе) рассмотрена недавно М. П. Фивегом и Б. П. Коганом, показавшими ее полную несостоятельность. Второе разногласие касается оценки воздействия вулканизма на осадкообразование и, следовательно, объема и значения вулканогенно-осадочного породообразования. Дискуссия здесь еще не закончена, но как бы она ни решилась, в принципе теории типов литогенеза это не изменит⁴.

5. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ЭВОЛЮЦИИ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЛИТОГЕНЕЗЕ

Из изложенного исторического очерка вытекает, как мне кажется, несколько выводов, имеющих методологическое значение для текущей работы в литологии.

⁴ Детальный разбор этой дискуссии см. в т. II моей монографии, находящейся в печати.

1. Отчетливо видно, что *успехи литологической теории находятся в прямой зависимости от успехов в познании современного литогенеза*. Когда знания последнего были очень малы и ограничивались главным образом областью водосборных площадей (первая и большая часть XIX в.), была разработана гидрохимическая концепция аутигенеза в бассейнах, сочетавшаяся с весьма примитивными знаниями механической седиментации. Энциклопедия «Челленджера» (1872—1876 гг.), резко расширившая знания современного морского и океанического осадконакопления, заставила радикально изменить понимание аутигенного пороодообразования. *Гидрохимическая концепция уступила место седиментационно-биогенной*. Следующий резкий скачок произошел в 40—60-х годах, когда было выполнено целеустремленное изучение современного литогенеза в водоемах гумидного и аридного типов и выявлена специфика его вблизи очагов вулканизма и в околополярных ледовых зонах. Неопределенная по географической локализации на лике Земли седиментационно-диагенетическая концепция сменилась гораздо более конкретной теорией типов литогенеза. При этом сами типы оказались тесно связанными с общей жизнью внешних геосфер. Обособление же типов позволило глубже войти в их специфику и вскрыть много новых фундаментальных фактов и закономерностей, ранее неизвестных. Таким образом, *каждый новый крупный шаг в познании современного осадкообразования быстро содействовал развитию общей литологической теории*.

2. Показательна судьба попытки построить физико-химическую теорию литогенеза, сознательно отстраняясь от использования данных по современному осадкообразованию в водоемах (Л. В. Пустовалов, 1940 г.). Такой уход сделал теорию дедуктивно-умозрительной, а попытка доказать ее с помощью немногих примеров, а не последовательным анализом всей совокупности тогдашнего фактического материала превратила теорию в натурфилософскую концепцию, весьма далекую от действительного хода природных процессов. Теория после ее опубликования не только не получила подкрепления, но и оказалась неспособной к дальнейшему развитию.

3. *Общие представления геологов о древнем литогенезе на каждой данной ступени развития литологии определялись, в конце концов, суммой знаний современного осадкообразования*. Физико-химические данные всегда играли подсобную роль. Они помогли убедиться (путем использования диаграмм по равновесиям CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 и малых элементов), что в гумидном типе решающую роль в аутигенезе играет *биогенный фактор*, а в аридном, особенно на поздней стадии, — *чисто химические процессы*. Но и в толковании механизма природного галогенеза решающую роль сыграли все же работы советских галургов по современному солеобразованию в соляных водоемах: я имею в виду установление факта метаморфизации рапы глинистыми минералами и CaCO_3 речных вод, установление и изучение годичной цикличности галогенеза, его больших абсолютных скоростей, наконец, особенностей процесса при «солнечном испарении» рапы сравнительно с ходом его по лабораторно созданным Я. Г. Вант-Гофом «стабильным» диаграммам.

Можно поэтому считать доказанным, что именно *сравнительно-литологический метод*, усиленно культивировавшийся в русской геологии с 900-х годов, менявший свои формы и совершенствовавшийся, *вывел научную мысль на правильный путь построения литогенетической теории и создал основы ее*. Дальнейшее совершенствование теории невозможно без дальнейшей работы этим методом. *Отрицание его действительной решающей роли возможно лишь, если исследователь не знает истории литогенетических идей либо сознательно ее игнорирует*.

ЛИТЕРАТУРА

(В списке указываются только работы, из которых приведены цитаты. Полный список дается в монографии, находящейся в печати)

- Андрусов Н. И. Современное состояние наших знаний о распределении осадков и организмов в глубинах океанов.— Горный ж., 1889, вып. 3, № 9.
- Андрусов Н. И. Бактериология и геология, их взаимные отношения. Вступительная лекция.— Уч. зап. Юрьевского ун-та, 1897, № 1.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов и их генезис.— В кн.: Тр. Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Земятченский П. А. Железные руды Европейской части России.— Тр. СПб. о-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минералог., т. 20, 1889.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Пробл. советской геологии, т. 1, № 1, 1933.
- Самойлов Я. В. Очередные работы в области изучения осадочных пород.— Тр. Ин-та прикл. минералог. и петрогр., М., 1923, вып. 3.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1, 1922.
- Murray J., Renard A. 1891. Deep-sea deposits.— «Report on the Scientific results of the voyage of the H. M. S. «Challenger, 1872—1876». London.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
25.I.1970

УДК 551.21 : 533.3/9

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

В статье рассматривается относительное значение процессов вулканогенно-осадочного рудообразования. Охарактеризованы основные пути поступления рудного вещества в палеоводоемы. Описаны различные типы вулканогенно-осадочных месторождений и рассмотрены задачи их дальнейшего исследования.

История знает немало примеров, когда на стыке двух отраслей исследования возникало новое направление в науке, превращавшееся позже в самостоятельную отрасль.

Так, новое направление, возникшее недавно в геологической науке, пока условно называется вулканогенно-осадочным литогенезом. Его основоположник — Н. М. Страхов (1962, 2) — один из первых указал на возможность накопления кремнезема, железа, марганца в результате подводного вулканизма и независимо от климатических типов литогенеза; позже он осветил вулканогенно-осадочный литогенез более детально (Страхов, 1963).

Если два-три десятка лет назад трудно было найти не только серьезную работу, но даже статью на эту тему, и встречались лишь отдельные, вскользь высказанные соображения о возможной роли вулканизма в осадочном процессе, то в настоящее время положение изменилось в корне: появились работы, с разных сторон освещающие сложный процесс вулканогенно-осадочного литогенеза.

Из зарубежных авторов в первую очередь следует назвать Г. Шнейдерхена (1958), первым выделившего эксгальционно-осадочный тип месторождений, обязанный своим происхождением подводному вулканизму. А. Циссарц (1958) описывает многочисленные месторождения этого типа в Югославии и в соседних странах. Ч. Парк (Park, 1956) посвящает свои работы вулканогенно-осадочным месторождениям преимущественно марганца, а А. Р. Кинкель (Kinkel, 1962, 1966) — сульфидам железа и меди. Последняя категория месторождений освещена в работах многих японских геологов.

Особенно широко развернулись работы по этой проблеме в СССР. Упомянем основные из них. Вулканогенно-осадочным формациям и условиям их формирования посвящены исследования Н. С. Шатского (1954, 1955), И. В. Хворовой (1963, 1968), Н. Г. Бродской (1963, 1966), Н. Г. Бродской и М. Н. Ильинской (1968), И. В. Лучицкого и др. (1966), Г. Н. Бровкова (1967) и др. Условия распространения железных руд, генетически связанных с подводным вулканизмом, освещены в работах Л. Н. Формозовой (1962, 1963, 1968), железные руды Украины — Н. П. Семененко и др. (1959), марганец — Е. А. Соколовой (1963, 1967, 1968), А. Т. Сусловым (1964, 1967) и др. Наиболее полно колчеданные месторождения вулканогенно-осадочного генезиса охарактеризованы В. И. Смирновым (1960, 1965, 1968) и др. Палеозойскими вулканоген-

но-осадочными месторождениями железа и марганца Алтае-Саянской области занимался А. С. Калугин (1965) и др. По Казахстану исследования комплексных месторождений (железо, марганец, свинец, цинк), обязанных своим происхождением подводному вулканизму, проведены Г. Н. Щерба (1965) и др. Роль вулканизма в образовании залежей бокситов изучал А. В. Пейве (1947), А. Л. Яншин (1941, 1968) и др. Общим вопросам вулканогенно-осадочного литогенеза и рудогенеза, кроме упомянутых выше трудов Н. М. Страхова, посвящены работы К. Н. Зеленова (1963, 1965), В. Н. Котляра (1968), Н. И. Наковника (1954, 1968), В. М. Попова (1967), Г. С. Дзоценидзе (1965², 1969) и др. Ниже мы остановимся на одном кардинальном вопросе: о механизме снабжения осадочного процесса хемогенным материалом вулканического происхождения.

Один из важных вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза — выяснение тех способов, тех процессов, которые обеспечивают принос вещества и накопление химических осадков вулканического происхождения.

По-видимому, существуют четыре основных пути приноса хемогенного вещества из вулканов: 1) вынос в газообразном состоянии вулканическими эксгаляциями при наземных и подводных извержениях; 2) выщелачивание пирокластических накоплений водой на дне морей и океанов; 3) вынос ювенильного вещества фумаролами, сольфатарами и термальными источниками; 4) выщелачивание гидротермами вулканогенных пород при просачивании через них во время движения из глубин к поверхности.

Об относительной роли каждого из них существуют разные мнения. Некоторые авторы ведущим считают какой-либо один путь, но чаще формирование минеральных скоплений происходит в результате их комбинации.

Ниже мы кратко охарактеризуем значение каждого из этих путей в выносе веществ в бассейны осадконакопления.

Роль эксгаляций. О газовых компонентах вулканических извержений написано немало работ, в которых дана и химическая характеристика вулканических эксгаляций, но чаще дается их газовый состав, а на содержание в них металлов обращается мало внимания. Для определения наличия металлов в эксгаляциях часто прибегают к анализу сублиматов, хотя последние не всегда являются продуктами непосредственного осаждения из газовой фазы, а представляют собой результат реакций между вулканическими газами, с одной стороны, и атмосферными газами, парами воды или породами — с другой. Несмотря на это, анализ сублиматов дает нам ясное представление о разнообразии и количестве металлов, выносимых вулканами в газовой фазе.

Достаточно полный обзор накопившегося за последние десятилетия богатого материала по составу вулканических эманаций и их сублиматов дают Д. Е. Уайт и Г. А. Уоринг (1965). По данным химических анализов сублиматов вулканических фумарол и эруптивных туч некоторых известных вулканов мира они установили, что содержание ряда металлов (Cu, Pb, Zn, Al, Fe, Mn и др.), играющих важную роль в рудогенезе, часто довольно значительное. Вместе с тем они показали широкий диапазон содержания одного и того же металла в сублиматах разных вулканов. Например, медь содержится в сублиматах долины Десяти Тысяч Дымов в количестве 0,23%, вулкана Везувий — 0,1%, вулкана Папандаян (Индонезия) — 0,0003%, японских вулканов — 0,005 и 0,12%. Таким образом, содержание меди в сублиматах на Аляске почти в 800 раз больше, чем в Индонезии. Это зависит от характера магм, обстановки отложения, пород, через которые мигрируют газы к поверхности. Сами авторы считают, что интенсивное физическое и химическое разрушение пород фумарольного поля приводит к высоким местным кон-

центрациям вынесенных элементов даже при их очень низкой первоначальной концентрации в породах.

Богатый материал по эксгаляциям лав камчатских вулканов собрала Л. А. Башарина (1966). Она показала, что лавы базальтов более насыщены газами, а выделение их происходит быстрее, чем из лав андезитов. Кроме того, камчатские вулканы подтверждают ранее подмеченное явление, что с излиянием базальта и андезито-базальта выделяются эманации, богатые галоидными соединениями и обедненные газами серы. Это согласуется и с данными С. Мацуо (1965), который, изучив магматические газы при одинаковых условиях (900° , 1000 атм), пришел к выводу, что чем кислее магма, тем выше содержание сернистых соединений. Возникает естественный вопрос: не этим ли объясняется почти исключительная приуроченность сульфидных залежей вулканического происхождения именно к кислым фазам геосинклинального вулканизма?

По Л. А. Башариной, конденсаты высокотемпературной стадии обогащены кислыми газами (HF , HCl , SO_2 , SO_3), что обуславливает их ультракислый характер ($\text{pH} < 1$) и интенсивную миграцию таких труднолетучих элементов, как Fe , Al , Si и многих микроэлементов (Cu , Pb , Ag , Co , Ni , Y , Be , Zr). Железо выносилось с хлором и фтором; алюминий интенсивно выделялся с хлором. В кислых ($\text{pH} = 1-2$) хлоридных конденсатах высокотемпературных газов алюминия содержалось более 30% общей массы металлов. В менее кислых ($\text{pH} > 4$) низкотемпературных конденсатах алюминий и железо уже не обнаруживались.

Видимо, этим следует объяснить (Воронова, Сидоров, 1966), что в конденсатах фумарольных газов вулкана Эбеко железо и алюминий отсутствуют, а трехвалентного железа нет и в конденсатах других вулканов о. Парамушир (Курильские о-ва). К сожалению, в анализах нет данных о содержании марганца.

Несмотря на наличие огромного количества анализов вулканических газов всех видов, мы не можем хотя бы приблизительно установить, сколько разных металлов и их соединений выносятся вместе с газовой фазой. Анализ сублиматов дает представление о качественном составе металлов в эксгаляциях, но мы не знаем, какой процент от общего количества газов пошел на образование сублиматов. Все же можно сказать, что из вулканов в газовой фазе выделяется значительное количество Fe , Al , Ca , Na , K и многих микроэлементов, которые в условиях подводного вулканизма могут создать высокие концентрации и в соответствующей обстановке образовать рудные скопления. На суше же большая часть газов рассеивается и существенной роли в рудогенезе на поверхности не играет.

Роль пеплов. Чтобы иметь представление о масштабах выноса веществ эксгаляциями, надо рассмотреть второй путь снабжения осадков материалом вулканического происхождения — выщелачивание пирокластического материала морской водой с удалением легкорастворимых веществ без разрушения вулканического стекла и минералов.

В этом отношении большой интерес представляют эксперименты И. И. Товаровой (1958), которая показала, что вода, проходящая через свежий пирокластический материал, выщелачивает многие легкорастворимые компоненты; однако в туфах не отмечается признаков изменения.

Природные воды, просачивающиеся через пеплы и агломераты, вытекали в виде горячих источников с температурой около 65°C . Их минерализация составляла $4-5 \text{ г/л}$ с большим содержанием сульфат-иона, хлорид-иона, уголекислоты, кальция и др., при почти нейтральном pH .

В эксперименте интенсивность выноса, естественно, была меньшей, но характер компонентов не изменился. Водные вытяжки дали: 1) из пепла, выпавшего в окрестностях вулкана за начальный период извержения, — $724,67 \text{ мг}$ на 100 г , $\text{pH} = 5,8$; 2) из пепла, выпавшего во время

главного взрыва, — 390,6 мг на 100 г, рН=5,0; 3) из рыхлого материала агломератного потока — 278 мг на 100 г, рН=5,3.

По подсчетам И. И. Товаровой, в результате извержения вулкана Безымянный в 1955—1956 гг. было выброшено 0,8 км³ пепла и 1,8 км³ рыхлого агломератового материала. Раскаленный песок направленного взрыва покрыл площадь около 500 км². В результате этого в бассейне р. Камчатка на поверхность было вынесено около 20 млн. т легкорастворимых веществ, в том числе Fe²⁺, Fe³⁺ около 160 тыс. т, H₂SiO₃ около 180 тыс. т и Al около 105 тыс. т.

Л. А. Башарина (1958) приводит более детальные данные о составе водных вытяжек пеплов того же вулкана, из которых видно, что среднее содержание легкорастворимых веществ на поверхности пеплов составляет около 1% их массы. Важно то, что при этом частицы пепла остаются свежими, так как растворяется лишь адсорбированное на пепловых частицах (обломках вулканического стекла и минералов) из экогалайций вещество, образующее тончайшую пленку. Изучением характера этих пленок, их зависимости от типа извержения занимался И. И. Гущенко (1965). По его данным: 1) существует прямая зависимость между увеличением силы извержения и повышением общего содержания анионов и катионов в водных вытяжках; 2) начальный период извержения вулкана Безымянный характеризуется минимальным содержанием всех элементов в плагиоклазах; 3) пепел, отнесенный на максимальное расстояние, имеет максимальное содержание металлов: при этом в плагиоклазах из пепла, отнесенного на 85 км, содержится в 7 раз больше MnO и в 5 раз больше Fe₂O₃, чем в пеплах, выпавших на расстоянии 12 км от вулкана; соответственно в вулканическом стекле тех же пеплов обнаружено в 8 раз больше MnO и в 3 раза больше Fe₂O₃; 4) содержание металлов выше в тонкой фракции: в плагиоклазах фракции 0,03—0,01 мм содержится в 7 раз больше MnO и в 4 раза больше Fe₂O₃, чем во фракции 0,28—0,14 мм; в вулканическом стекле соответствующей мелкой фракции фиксируется в 3 раза больше MnO и в 2—7 раз больше Fe₂O₃; в современных пеплах содержание металлов выше, чем в пеплах недавних извержений, что И. И. Гущенко правильно объясняет сравнительно легкой растворимостью адсорбированной пленки и выносом металлов.

Приводимые данные о резком возрастании содержания MnO в тонкой фракции пепла, далеко отнесенного от вулкана, дают основание думать, что проявления марганца в вулканоогенно-осадочных формациях, не содержащих ясных следов грубой пирокластики, связано с растворением адсорбированной на поверхности пепловых частиц марганцевой пленки. Общая потеря пепла в весе после экстрагирования 5—21%.

В подтверждение того, что значительное количество MnO адсорбировано на поверхности пирокластических частиц, приведем данные о содержании MnO в породах Курильских вулканов из работы Г. С. Горшкова (1967). По многочисленным анализам видно, что, как правило, пеплы, игнимбриты, лемзы и другие пирокластические образования содержат в 2—3 раза больше MnO, чем лавы того же состава из тех же вулканов. Например, андезиты вулканов Центральных Курильских островов содержат MnO 0,15—0,20%, в то время как андезитовые игнимбриты тех же вулканов показывают содержание MnO 0,49%. Аналогичная картина видна и в других вулканах. Чем это можно объяснить, если не наличием адсорбированного Mn на поверхности пирокластических частиц, выброшенных молодыми и современными вулканами Курильской островной дуги.

В заключение приведем расчеты Е. К. Мархинина о количестве веществ (г), выносимых пеплами в адсорбированном виде для Курильских островов за период от мела до современной эпохи (83 млн. лет): Cl— $1 \cdot 10^{13}$ — $2 \cdot 10^{13}$; F— $4 \cdot 20^{11}$, Br— $1 \cdot 10^{11}$, SO₄⁻²— $4 \cdot 10^{13}$ — $5 \cdot 10^{13}$, SO₃⁻²— $3 \cdot 10^{11}$, HCO₃— $4 \cdot 10^{12}$, Na⁺— $3,5 \cdot 10^{12}$, K⁺— $1 \cdot 10^{12}$, Ca²⁺— $2 \cdot 10^{13}$, Mg²⁺— $3 \cdot$

$\cdot 10^{12}$, $Al^{3+} - 1 \cdot 10^{12}$, $Fe^{3+} - 2 \cdot 10^{11}$, $Fe^{2+} - 4 \cdot 10^{11}$, $SiO_2 - 1 \cdot 10^{12}$, $H_3BO_3 - 3 \cdot 10^{11}$, $S - 2 \cdot 10^{12}$.

Эти цифры, на наш взгляд, дают сильно преувеличенную картину выноса адсорбированных пеплами веществ. Уже тот факт, что весь вулканический материал Е. К. Мархинин принимает условно за пепел, искажает действительную величину выноса пеплами в адсорбированном виде. Кроме того, вулканизм не был непрерывным или одинаково интенсивным от мела до современной эпохи. Несмотря на это, по расчетам, огромное количество металлов поступает в бассейн осадконакопления при подводных извержениях.

Если приведенную цифру содержания железа (Fe^{3+} и Fe^{2+}) $- 6 \cdot 10^{11}$ т разделить не на 83, а на 100 (уменьшим, таким образом, его общее количество), то получим, что за 1 млн. лет было вынесено железа в виде адсорбированных на поверхности пепловых частиц легкорастворимых элементов около 6 млрд. т. При длительности плейстоцена $\sim 1-1,5$ млн. лет можно представить порядок величин выносимого пеплами адсорбированного вещества за последний период деятельности вулканов Курильских островов. Площадь последних, как известно, около 15 тыс. км²; если к этой площади добавить такую же площадь акватории прилегающих к островам частей Охотского моря и Тихого океана, это составит около 30 тыс. км². Разделив 6 млрд. т на 30 тыс. получим, что каждый квадратный километр Курил и прилегающих морей получил только за плейстоценовый период около 200 тыс. т легкорастворимого железа.

Но хорошо известно, что пеплы не распределяются на всей площади равномерно. К этому надо добавить, что морские течения местного характера безусловно передвигают определенное количество растворимых и коллоидных веществ в спокойные заливы, где те и выпадают, создавая рудные концентрации.

Из этих, правда, весьма приближенных расчетов видно, что вынесенные пеплами адсорбированные вещества одни могут обусловить, при благоприятных условиях в бассейне седиментации, накопление железа в количествах, достаточных для формирования довольно крупных месторождений. Если же к этому добавить вещества, приносимые эксгальциями, сульфатарно-фумарольными процессами, гидротермами, то можно ясно представить реальные возможности вулканогенно-осадочно-рудобразования.

Роль гидротерм. Существенная роль в выносе и отложении рудообразующих веществ принадлежит гидротермам вулканического происхождения. Некоторые авторы считают, что в вулканогенном рудогенезе именно гидротермы играют ведущую роль. Ценные сведения о происхождении и составе вулканических гидротерм можно найти в работах Д. Уайта (1959), В. В. Иванова (1961), С. И. Набоко (1959, 1963, 1965) и др. Отметим, что, как правило, вулканические гидротермы приурочены к фумарольно-сульфатарным полям современного и недавнего вулканизма. В настоящее время признается всеми исследователями: 1) в этих гидротермах главная часть представлена подземными водами метеорного происхождения, а ювенильная вода играет лишь незначительную роль; 2) формирование гидротерм происходит под влиянием поднимающихся с глубины вулканических газов, которые нагревают подземные воды, обуславливают их газовый и, в значительной мере, солевой состав; 3) главная часть катионного состава гидротерм формируется путем выщелачивания пород, через которые они мигрируют.

Большую работу по изучению гидротерм вулканических областей Камчатки и Курил провела С. И. Набоко (1959), которая на основании анализа богатого фактического материала пришла к выводу, что состав осадков только частично отражает состав вод; так, из гидрокарбонатных вод, даже богатых магнием, выделяется карбонат кальция; из кислых вод осаждались то гидроокислы алюминия, то алюминия и железа

вместе, то преимущественно гидроокислы железа, и это часто зависело не от количества растворенных в воде алюминия и железа, а от изменения кислотности растворов.

Чтобы иметь представление о количестве веществ, выносимых термальными водами, приведем таблицу из работы Е. К. Мархинина (1967) о выносе (т) растворенных компонентов гидросольфатами Курильских островов.

Растворенные вещества	В сутки	В год	Растворенные вещества	В сутки	В год
H_2SO_4	Более 700	255 500	Ca	35	Более 12 300
HCl	» 269	108 185	Fe	35	» 12 800
P	Много более		Al	70	» 25 000
B	0,260	95,0	H_2SiO_3	269	» 108 185
I	» 0,026	9,5	HBO_2	0,96	Много более
	» 0,0016	6,0			350
Na+K	Более 29	10 585	H_3AsO_3	0,55	» 200
Mg	» 14	5 250			

Из таблицы видно, что гидротермы Курильских островов за плейстоценовый и голоценовый периоды (примерно 1—1,5 млн. лет) должны были вынести огромные массы Si, Ca, Fe, Al, гораздо меньше, но все же большие количества P, B, As, I и др. То, что эти вещества не всегда дают рудные накопления, объясняется рассеиванием их на большей площади дна бассейна осадконакопления. Лишь в случае наличия бухтообразных заливов, западин дна и других благоприятных условий (Страхов, 1963) растворимые вещества могут сконцентрироваться на сравнительно небольшом участке дна бассейна и сформировать рудные залежи разных размеров. Какую высокую концентрацию могут иметь иногда гидротермальные растворы, видно из приводимого ниже примера (Уайт, Андерсон, Груббс, 1965).

В Южной Калифорнии, близ г. Ниланд, скважиной на глубине 5232 м был вскрыт горизонт очень крепкого рассола с необычно высоким содержанием калия и, вероятно, с наиболее высокими концентрациями лития и тяжелых металлов, известными в природных водах. Во время опытной откачки рассола из скважины в дренажных трубах откладывался темный осадок, содержащий в больших количествах серебро (2%), медь (20%) и некоторые другие элементы.

Образование темного осадка в трубах было столь интенсивным, что требовалась ежемесячная очистка. По грубому подсчету, за три месяца отложилось приблизительно 5—8 т осадка. Авторы высказывают предположение, что этот рассол связан с вулканизмом, давшим цепь риолитовых и обсидиановых куполов, известных на гидротермальной площади или в непосредственной близости от нее.

До сих пор спорным остается вопрос: какова доля ювенильных веществ в составе гидротерм. Е. К. Мархинин (1967), сопоставив количество воднорастворимых веществ из свежей пирокластики с растворенными в гидротермах, пришел к выводу, что гидросольфатары и сольфатары в течение геологической истории выносят HCl, H_2SO_4 и ряд других ювенильных компонентов в массах того же порядка, что и при извержениях. Если учесть, что вулканические газы, растворяясь в подземных водах, являются основным фактором формирования их температуры, то естественно допустить, что и летучие вещества, в том числе соединения многих металлов, которые частично адсорбировались на поверхности пелловых частиц, также приносятся в подземные воды таким путем. Вместе с тем необходимо отметить, что основная масса железа и алюминия, принимающая участие в формировании вулканогенно-осадочных место-

рождений, приносится из областей разрушения вулканических пород кислыми водами фумарольно-сульфатарных полей.

В этой связи заслуживает внимания утверждение Д. Е. Уайта и Г. А. Уоринга (1965), что кислотное выщелачивание пород и накопление некоторых металлов особенно ярко проявляются близ низкотемпературных фумарол с высоким содержанием H_2SO_4 . В высокотемпературных фумаролах конденсация HCl и других кислот приводит к образованию кислых растворов, взаимодействующих с породами; эти растворы могут мигрировать вниз и снова испаряться в контакте с перегретыми газами; по-видимому, так концентрируются и некоторые металлы, выносимые из пород.

Аналогичную мысль, но в другом аспекте, высказывает Е. К. Мархинин (1967): «Нетрудно представить себе «фронт встречи» нисходящих растворов сульфатных солей с восходящим потоком сероводорода, где будут осадаться и постепенно накапливаться сульфиды железа и других металлов». С течением времени это может привести к значительным скоплениям рудного вещества и формированию месторождения.

Некоторые авторы (Левченко, 1966; Калугин, 1965), считают, что процесс, происходящий в зоне интенсивного разложения вулканогенных пород под действием кислых вулканических газо-гидротерм, как указывает само название — «фумарольно-сульфатарное выветривание» — является результатом действия эндогенных агентов и поэтому его нельзя назвать выветриванием. Тот факт, что это происходит почти у самой поверхности, не меняет существа дела, поскольку не глубина, где осуществляется процесс, а факторы, их вызывающие, определяют, куда отнести разложение пород — к выветриванию или метаморфизму.

В геологии принято кору выветривания называть по конечным продуктам разложения: так, имеются каолиновые, латеритные, нонтронитовые и др., но нет гранитной или ультрабазитовой коры выветривания, а есть кора выветривания, развитая на гранитах, ультрабазитах и т. д. Поэтому нельзя вводить термин «фумарольно-сульфатарная кора выветривания». Можно лишь говорить о коре выветривания, развитой на измененных поствулканическими процессами вулканических толщах.

Роль подводного разложения пеплов. В процессе разложения пеплов под влиянием морской воды освобождаются некоторые компоненты, могущие принять участие в формировании осадочных месторождений. О том, что пирокластический материал на дне морей и океанов подвергается разложению, хорошо известно как по изучению современных осадков (Алексина, 1963 и др.), так и по наблюдениям над древними вулканогенными толщами, но количественная сторона этого процесса изучена совершенно недостаточно. Интенсивность разложения пеплов зависит от характера последних, солевого и газового состава морской воды, скорости накопления и захоронения осадков на данном участке бассейна. Чем медленнее приносится материал — терригенный, хемогенный или пирокластический, тем интенсивнее разлагаются пеплы с образованием ряда продуктов, среди которых наиболее распространены бентонитовые глины, цеолиты и анальцим.

Изучение распространения цеолитов и анальцима в меловых отложениях Грузии привело нас к выводу, что цеолитизация пеплов происходила под влиянием подводных гидротерм и фумарольно-сульфатарных процессов. А. Р. Гептнер, изучавший позднекайнозойские отложения Западной Камчатки, и Г. Н. Бровков (1967), исследовавший среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы Алтае-Саянской области, высказали мнение, что не только цеолитизация, но и образование монтмориллонитов из пеплов происходят за счет подводных гидротермальных процессов, синхронных осадконакоплению.

Сопоставление среднего состава андезитов — наиболее распространенных пород доорогенного вулканизма — с составом цеолитов и монтмо-

риллонита дает приблизительное представление о массах кремнезема, железа, алюминия, освобождающихся при гальмиролитическом разложении пеплов в морских бассейнах разных геологических периодов. Для примера возьмем бентонитовые глины (гумбрин) в верхнемеловых отложениях Западной Грузии, в окрестности г. Кутаиси. Бентонитовый слой со средней мощностью 3 м и общей массой около 300 млн. т образовался за счет изменения андезитового пепла (Dzotsenidze, Matchabely, 1963). Если считать, что при монтмориллонитизации пепла из него выносились лишь 5% SiO_2 и 1% Fe_2O_3 , то даже в этом случае около 15 млн. т кремнезема и 3 млн. т железа попадали в соседние участки моря. Возможно, что часть этих компонентов шла на формирование глауконита, в большом количестве встречающегося в том же стратиграфическом горизонте, несколько восточнее; избыток кремнезема сформировал опоки, встреченные рядом с глауконитом и монтмориллонитом.

Возникает вопрос: не аналогичные ли процессы подводного разложения пеплов и лав играли ведущую роль в формировании железо-марганцевых конкреций дна океанов? Ведь вместе с ними всегда встречаются и обломки туфов и лав, палагонитовая корка на обломках базальтов, филлипсит и другие минералы, подтверждающие интенсивный гальмиролиз на дне океанов.

Значение литологических особенностей толщ, вмещающих оруденение. Газо-гидротермы, поднимающиеся из вулканических очагов по трещинам и несущие рудные вещества, могут достигнуть поверхности Земли при наземном вулканизме или дна моря в условиях подземных извержений лишь в том случае, если на пути их миграции не встретятся слои пористых туфов, сильно поглощающих рудоносные растворы, или слой, дайка плотной породы (лавовый покров или наклонная дайка), которые преграждают путь рудоносным агентам и вынудят газо-гидротермы отложиться все рудное вещество у их подошвы.

Рудоносные растворы, мигрируя по трещинам кверху, изменяют лишь узкую зону вдоль зальбандов, когда трещины проходят через плотные породы: лавы, плотные туфы или субвулканические тела, но как только трещины достигают слоя более или менее рыхлого туфа, измененная зона расширяется.

Не только пористые породы в виде туфов, но и брекчии, агломераты, тектонически раздробленные зоны могут задержать гидротермальные растворы и заставить их отложить переносимые компоненты, выполняя таким образом роль своеобразного экрана. Но в отличие от экранов плотных, которые ввиду своей непроницаемости задерживают гидротермы и эксгаляции у своей подошвы, вышеуказанные пористые «экраны» впитывают гидротермы и эксгаляции, в результате чего отложение растворенных компонентов происходит в самом «экране», а не вне его. Поэтому в отличие от экранов задерживающих, мы называем такие экраны поглощающими.

Как же влияют эти разнотипные экраны на формирование пластовых залежей? Если газо-гидротермы, поднимающиеся по трещинам в плотных породах, достигают слоя сравнительно рыхлых образований (туфа, брекчии и т. д.), имеющего небольшую мощность, то рудное вещество, пропитывая его или метасоматически замещая, может дать пластовую залежь соответствующей мощности. Интенсивность оруденения в ней будет зависеть от интенсивности приноса рудного вещества.

Когда поднимающиеся газо-гидротермы встречаются на своем пути мощную пачку или слой рыхлой пирокластики, рудное вещество рассеивается, образуя вкрапленную руду с редкими прожилками. Но рудная залежь не может иметь вид нормального пласта или слоя сплошной руды, а лишь в той или иной степени оруденелого слоя туфа, где рудное вещество почти всегда играет подчиненную роль.

Если газо-гидротермальные растворы, не встретив на своем пути серьезного препятствия, достигнут дна моря, то они пропитают осадки, отложив рудное вещество, иногда замещая минералы осадка; так формируются вулканогенно-осадочные рудные залежи, характерные для подводно-морского вулканизма. Как пишет А. Кинкель (Kinkel, 1966), осадки играют роль мембраны-диализатора, особенно если это рыхлые туфы, оглинившиеся породы или просто пелитовые осадки, через которые фильтруются коллоидные растворы, золи, суспензоиды. Эти осадки, если они глинистого состава, вследствие большой поверхности их частиц и присутствия алюминия, играют роль активного осадителя рудного вещества из растворов.

Изложенные выше соображения можно суммировать следующим образом.

1) Под пластовыми залежами вулканогенного газо-гидротермального генезиса должны находиться зоны, богатые жилами с теми же рудными минералами; наоборот, если мы находим многочисленные прожилки и жилы в каком-либо горизонте толщи, то можно в верхних горизонтах предположить нахождение пластовой залежи одного из вышеуказанных типов. 2) Если имеется мощный слой или пачки туфов с вкрапленным оруденением, то выше, в том же вулканогенном горизонте мало шансов встретить пластовую залежь, заслуживающую серьезного внимания. 3) Пластовые залежи, образовавшиеся за счет растворения в морской воде адсорбированных на пепловых частицах пленок или гальмиролитического разложения пеплов, не будут иметь никаких подводящих каналов в виде прожилковой зоны, залегающей где-то под рудным пластом. Если таковые иногда и встречаются в месторождениях этого типа, то они, по-видимому, должны указывать на пути движения рудных растворов не главной, а наложенной минерализации. 4) Картина, аналогичная вышеописанной, будет наблюдаться и тогда, когда пластовая залежь образуется за счет продуктов разложения вулканических пород кислыми агентами фумарольно-сульфатарных полей, но в этом случае более резко проявляется зависимость от фациальной обстановки. Поставляемое с фумарольно-сульфатарных полей рудное вещество может дать значительные накопления с формированием рудного слоя лишь в моменты прекращения или резкого ослабления приноса обломочного материала. Это хорошо видно на примерах залежей железа (гематита), марганца и даже сульфидов многих месторождений вулканогенно-осадочного генезиса.

Фумарольно-сульфатарные агенты и разложение вулканических пород кислыми растворами могут образовать пластовые залежи и в условиях наземного вулканизма, когда выносимые вещества отлагаются в кратерных или других озерах. Примеры таких залежей, иллюстрирующие способы образования многих древних месторождений, известны в формациях вторичных кварцитов, среди японских серных месторождений, связанных с современным или недавним вулканизмом.

Существует мнение, что если магматические породы (интрузив или вулканогенная толща) содержат повышенные количества какого-либо рассеянного металла, то именно с такими породами и могут быть связаны его месторождения. Это мнение, на наш взгляд, нелогично, так как в каждой магме имеется определенное исходное количество того или иного рассеянного металла, которое определяет в породе его кларк (Дзоценидзе, 1965₁, 2). Если все или почти все количество рассеянного в магме металла войдет в состав магматической породы, то постмагматические газо-гидротермы будут содержать его в ничтожных количествах и не смогут образовать месторождения данного металла; наоборот, если по условиям дифференциации данный рассеянный в магме металл не вошел в состав породы, т. е. порода содержит его в количестве ниже кларкового, то постмагматические продукты содержат его повышенные

количества и в благоприятных условиях могут образовать соответствующие рудопоявления и месторождения.

На примере Кавказа мы постарались показать справедливость этого мнения для бария и марганца и сделали попытку объяснить механизм улавливания рассеянного металла застывающей лавой или перехода его в постмагматические газо-гидротермы. Аналогичные данные приводит и А. А. Беус для бериллия.

Академия наук СССР и Министерство геологии СССР уделяют рассматриваемой проблеме серьезное внимание; в 1963 г. ими совместно было организовано два совещания: одно в Тбилиси по проблеме «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» («Наука», 1965) и другое в Москве, посвященное рудоносности вулканогенных формаций («Недра», 1965). На VIII Всесоюзном литологическом совещании впервые работала секция вулканогенно-осадочного литогенеза.

Несмотря на проделанную значительную работу по изучению проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза и рудогенеза, многое остается неясным. Дальнейшее изучение проблемы следует продолжить в трех направлениях: 1) исследование вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых, закономерности их изменения в пространстве и времени, приуроченность определенных типов месторождений к вулканогенно-осадочным формациям определенного состава, соотношение вулканического и осадочного материалов; 2) исследование механизма выноса веществ из вулканических очагов, пути их переноса и условия отложения; 3) сравнительное изучение процессов современного осадкообразования в бассейнах разных типов с участием вулканического материала и без него.

Совместные усилия литологов, вулканологов, океанологов помогут успешно развивать работы по данной проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексина К. А. К характеристике минерального состава крупноалевритовой фракции донных отложений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149.
- Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газа пепловой тучи вулкана Безымянного.— Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1958, № 27.
- Башарина Л. А. Эксгальции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов. В кн.: Современный вулканизм.— Тр. II Всес. вулканол. совещ., М., 1966, т. I.
- Бровков Г. Н. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. «Наука», 1967.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. II. М., «Наука», 1968.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов.— В кн.: Современный вулканизм. М., I, «Наука», 1966. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., «Наука», 1965.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. «Наука», 1967.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. «Недра», 1969.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. «Наука», 1965.

- Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая.— Тр. СНИИГГИМС, 1965, вып. 34.
- Левченко С. В. Девонская вулканоплутоническая формация восточной части Саяно-Алтайской подвижной зоны.— В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
- Луцицкий В. И. и др. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мацуо С. О происхождении вулканических газов.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакции.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И. Рудная минерализация в областях современного магмопроявления.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1968.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Попов В. М. О генетической связи некоторых пластовых месторождений цветных металлов с вулканизмом.— Изв. АН КиргССР, 1967, № 5.
- Семенов Н. П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций (осадочно-вулканогенная джеспилитовая формация).— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестн. МГУ, Геология. Сер. IV, 1960, № 2.
- Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. «Недра», 1968.
- Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Соколова Е. А. Закономерность образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., т. II. «Наука», 1968.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. М., изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Суслов А. Т. Марганец.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., «Наука», 1967.
- Суслов А. Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения.— В кн.: Марганцевые месторождения в СССР. М., «Наука», 1967.
- Товарова И. И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Бейзманного.— Геохимия, 1958, № 7.
- Уайт Д. Гермальные источники и эпитеральные рудные месторождения.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. Пер. с англ., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 70.
- Формозова Л. Н. Эксаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Ланн-Дилль и геологическая обстановка их образования.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. II. М., «Наука», 1968.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.

- Хворова И. В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. М., «Наука», 1968.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Щерба Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Яншин А. Л. Об элювиальных гипотезах образования бокситов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1941, т. 19, вып. 3—4.
- Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1968, т. 43, вып. 4.
- Dzotsenidze C. S.; Matchabely G. A. The genesis of bentonites of the Georgian SSR. Intern. Clay Confer., 1963, v. 2, Pergamon Press, 1965.
- Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and the relation to volcanism.— Econ. Geol., 1962, v. 57, No. 7.
- Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement.— Econ. Geol., 1966, v. 61, No. 4.
- Park C. F. Spilite and manganese of the Olympic peninsula.— Amer. J. Sci., 1946, No. 5.
- Park C. F. On the origin of manganese ores. XX Congress Geol. Symposium del Manganese, t. 1, Mexico, 1956.

Геологический институт
АН СССР
Тбилиси

Дата поступления
18.I.1970

К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОМ ФРАКЦИОНИРОВАНИИ СЕРЫ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Ф. В. ЧУХРОВ

Рассмотрена зависимость изотопного фракционирования серы при литогенезе от исходного содержания органического вещества в осадке. Сделаны выводы о разделении изотопов серы в различные этапы диагенеза.

Задача настоящей статьи — систематизация данных о причинах вариаций изотопного состава серы осадочных толщ, обоснование общих заключений о ходе бактериальной сульфатредукции при литогенезе и их применение к анализу данных по киммерийским осадочным железным рудам.

Основами расшифровки генетической истории изотопов серы в осадочных толщах являются общие положения о ее фракционировании в биосфере и результаты изучения изотопного состава серы современных осадков. Важнейшие выводы о разделении изотопов серы в современных морских отложениях и геологической роли этого процесса сделаны А. П. Виноградовым с сотрудниками (Виноградов и др., 1962; Виноградов, Гриненко, 1964) и И. Р. Капланом с соавторами (Kaplan et al., 1960, 1963).

Главный процесс изотопного фракционирования серы в природе — бактериальная сульфатредукция; общепризнано, что этот процесс играл огромную роль в геохимической истории серы и в геологическом прошлом. Бактериальная сульфатредукция протекает в отсутствие свободного кислорода и при наличии в осадках органического вещества.

При бактериальной сульфатредукции образуется сероводород, сера которого обогащена изотопом ^{32}S ; при этом остаточный сульфат обогащается изотопом ^{34}S . Если процесс восстановления идет в открытой системе, т. е. при неограниченном количестве сульфата, то степень фракционирования — разница в изотопном составе серы сосуществующих сульфата и сероводорода — теоретически будет составлять около 20‰. В закрытой или близкой к ней системе степень фракционирования может быть значительно больше.

В опытах Н. Накаи и М. Дженсена (Nakai, Jensen, 1964) степень фракционирования в закрытой системе достигала 62‰. Используя морскую воду и донный морской ил, эти авторы установили повышение $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы с +20,5‰ (морской сульфат) до +56,6‰ (остаточный сульфат).

Наиболее значительным может быть разделение изотопов серы в результате бактериальной сульфатредукции при приближении системы к закрытой в тех случаях, когда этот процесс протекает медленно; при быстром течении сульфатредукции фракционирование изотопов серы менее значительно. Последние порции остаточного сульфата наиболее обогащены изотопом ^{34}S и дадут сульфидную серу того же изотопного состава. Для понимания особенностей бактериальной

сульфатредукции большое значение имеет представление об окислении кислородом донной воды сульфидной серы (серы сероводорода), образовавшейся в осадке. Этот процесс характерен для нормально аэрируемых бассейнов, вода которых содержит кислород до дна; такие бассейны наиболее обычны. Сульфатная сера, возникающая за счет сероводорода (регенерированная сульфатная сера), может быть резко обогащенной изотопом ^{32}S ; смешиваясь с сульфатной серой морской донной воды она понижает содержание в ней изотопа ^{34}S .

Регенерация сульфатной серы может рассматриваться как причина возникновения сульфидов железа с весьма высокими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в поверхностном слое донных осадков. Существенное значение для хода бактериальной сульфатредукции может также иметь опреснение морской воды, вызывающее понижение содержания изотопа ^{34}S в исходном сульфате (Виноградов и др., 1962; Kaplan et al., 1963).

Органическое вещество как регулятор сульфатредукции при диагенезе. Главный фактор, определяющий проявление изотопного фракционирования серы при формировании осадочных пород, — количество органического вещества, попадающего в осадки. По Н. М. Страхову (1956), на континентальном склоне содержание органического вещества в современных осадках в общем возрастает при удалении от берега к открытому морю. Благодаря этому граница окислительной и восстановительной зон близ берега находится глубоко в осадке. В зоне образования алевритовых илов она быстро поднимается кверху, а в области накопления гемипелагической синей глины находится у поверхности осадка. В небольших континентальных водоемах, по данным того же автора, содержание органического вещества непрерывно растет в направлении от их прибрежных зон к центральным частям (моря Черное, Каспийское, Аральское, озера Балхаш, Байкал); соответственно граница окислительной и восстановительной зон непрерывно поднимается от берега к центру водоема.

Указанные различия в содержании органического вещества — главная причина неодинакового содержания сульфидов железа в осадках. Однако, как подчеркнул Н. М. Страхов (1960), связь между содержанием пирита и органического вещества в осадке общая и качественная, но не строго количественная. По Э. А. Остроумову с соавторами (1961), наиболее интенсивно процессы восстановления протекают там, где в осадки поступает и концентрируется в них сравнительно свежее органическое вещество. Это характерно для областей быстрого накопления осадков (Бордовский, 1966). В иловых водах, пропитывающих осадки с малым количеством органического вещества, содержание сульфата с течением времени (сотни тысяч лет) понижается незначительно. В противоположность этому в осадках, обогащенных органическим веществом, содержание сульфата в иловой воде понижается; захороненные в осадках морские воды с течением времени становятся бессульфатными (Шишкина, 1961). В морских котловинах района Калифорнии содержание сульфата в осадке местами сохраняется без изменения до глубины более 5 м (Presley, Kaplan, 1968).

В осадках, обогащенных органическим веществом, микробиологическая активность характерна для самой верхней части донных отложений, где благодаря интенсивной деятельности микроорганизмов среда из окислительной превращается в восстановительную (Страхов, 1956). Обилие органического вещества делает возможной сульфатредукцию даже при очень интенсивной аэрации; например, в Сиваше, на глубине всего около 2 м сульфатредукция весьма интенсивна, несмотря на насыщение поверхностной части ила кислородом; причина — весьма обильное развитие водорослей в сивашской воде (Стащук, 1968; Данильченко, Понизовский, 1954).

В Черном море в пределах кислородной зоны на глубине до 200 м донные отложения покрыты тонкой пленкой, в которой идут окислительные процессы; под этой пленкой протекают процессы бактериальной сульфатредукции (Остроумов и др., 1961).

Если сульфатредукция происходит в поверхностном слое осадка, то общее количество сероводорода весьма значительно, так как количество сульфата в этом слое практически неограниченно. В ходе седиментации, когда донный осадок оказывается захороненным, количество сульфида железа в нем может несколько возрасть вследствие редукции остаточного сульфата иловых вод. Это подтверждается данными И. Р. Каплана с соавторами по Калифорнийскому заливу (Kaplan et al., 1963).

В некоторых осадочных породах с высоким содержанием $C_{орг}$ (выше 10—15%) содержание пирита достигает 7—10%, причем частично он представлен стяжениями с поперечником до 10—15 см (Созинов, 1969); в верхнекембрийских «квасцовых» глинистых сланцах содержится 16,96% $C_{орг}$ и 11,14% пирита, в девонских глинистых сланцах Чаттануга (штат Теннесси, США) — 10,79% $C_{орг}$ и 8,72% пирита (Davidson, 1962).

В осадках с незначительным количеством органического вещества восстановительные условия, необходимые для деятельности сульфатредуцирующих бактерий, создаются лишь на той или иной глубине от поверхности ила, где кислород морской воды оказывается израсходованным; процессы сульфатредукции протекают при ограниченном количестве морского сульфата, что определяет возможность образования сравнительно небольших количеств сульфида железа.

Образование диагенетического сульфида железа под поверхностным слоем осадка в приливной зоне на плоском побережье Уоша в Англии описано П. Лавом (Love, 1967). Осадки этого побережья с поверхности буроватые или буровато-красные. На глубине от нескольких сантиметров до 1 м они приобретают черную, а на глубине 2 м — серую окраску; изменение окраски соответствует переходу от зоны гидроокислов железа к зоне моносульфида железа (черная окраска) и далее — к зоне дисульфида железа (серая окраска).

При захоронении осадков образовавшиеся в поверхностном слое ила гидроокислы железа попадают в зону сульфатредукции, где подвергаются замещению сульфидом (дисульфидом) железа; этим путем, по-видимому, образуются и некоторые пиритовые конкреции (Сташук, 1968).

Таким образом, можно говорить о двух основных случаях бактериальной сульфатредукции: а) в поверхностном слое ила в контакте с наддонной водой; б) под поверхностным слоем ила на том или ином расстоянии от его поверхности при отсутствии непосредственного контакта с наддонной водой. В первом случае бактериальная сульфатредукция происходит при неограниченном количестве сульфата, во втором — количество сульфата ограничено, хотя оно в той или иной степени пополняется путем диффузии сульфатных ионов морской воды в толщу осадков. Это различие имеет большое значение для хода изотопного фракционирования серы и его результатов.

Образование псевдоморфоз сульфидов железа по органическим остаткам, в том числе по древесине, вероятно, следует объяснить возникновением в осадке локальных центров повышенного расходования кислорода, что создает благоприятные предпосылки для бактериальной сульфатредукции.

По-видимому, большинство осадков содержит достаточное количество железа для образования его сульфидов в связи с выделением сероводорода при бактериальной сульфатредукции, хотя пиритизация некоторых детритных минералов железа происходит очень медленно (Berner, 1964; Меннон, 1967).

Повышение скорости седиментации, а следовательно, и скорости захоронения органического вещества неблагоприятно для накопления сульфидов в осадке, так как уменьшается количество сульфата, которое может быть вовлечено в бактериальную редукцию.

Ниже рассмотрены особенности изотопного фракционирования серы в морских бассейнах, вода которых нормально аэрируется.

Изотопное фракционирование серы при сохраняющихся условиях диагенеза. Изотопное фракционирование серы у поверхности осадка. Изотопный состав сульфидной серы, образующейся при бактериальном восстановлении серы сульфатов, в существенной степени определяется наличием неограниченных количеств сульфата в сфере бактериальной редукции: так как система открытая, количество сульфата в этой сфере непрерывно пополняется. Происходит образование сероводорода и сульфидов железа, обогащенных изотопом S^{32} ; остаточный сульфат обогащается изотопом ^{34}S . Например, в районе Калифорнии в котловине (бассейне) Санта-Барбара в слое ила 0—10 см $\delta^{34}S$ сульфидной серы составляет от $-23,1$ до $-27,2\text{‰}$, а $\delta^{34}S$ сульфатной серы $+26,9\text{‰}$, т. е. выше, чем у морского сульфата (около $20,5\text{‰}$). Характерно, что на некоторой глубине от поверхности в котловине Санта-Барбара пирит в целом характеризуется более низким содержанием изотопа ^{32}S ; это следует объяснить тем, что под поверхностью ила сульфатредукция идет при ограниченном количестве сульфата (Kaplan et al., 1963) и приводит к образованию сульфидной серы с более высоким содержанием изотопа ^{34}S . По данным Н. Накаи и М. Дженсена (Nakai, Jensen, 1964), в районе моря близ штата Коннектикут (США) $\delta^{34}S$ сульфатной серы донной воды составляет от $+20,3$ до $+20,5\text{‰}$, а $\delta^{34}S$ растворимого в кислоте сульфида осадка в разных местах дна колеблется от $-12,2$ до $-20,8\text{‰}$.

Та или иная часть сероводорода, образовавшегося в результате сульфатредукции в поверхностном слое осадка и обогащенного изотопом ^{32}S , при наличии в донной воде свободного кислорода, дает регенерированный сульфат (иногда через стадию образования элементарной серы). В связи с этим положительные значения $\delta^{34}S$ сульфатной серы поверхностной части морского ила могут понижаться. Например, по А. П. Виноградову с соавторами (1962), в кислородной зоне Черного моря вследствие этого процесса $\delta^{34}S$ сульфата иловой воды колеблется от $+10,9$ до $+17,5\text{‰}$ ($\delta^{34}S$ сульфата черноморской воды $+19,3\text{‰}$). По И. Р. Каплану с соавторами (Kaplan et al., 1960), в фиорде Милфорд (Новая Зеландия), где $\delta^{34}S$ придонной воды от $+19,5$ до $+21,5\text{‰}$, в иловой воде с $Eh = -100\text{ mV}$ значение $\delta^{34}S$ сульфатной серы $+16,5\text{‰}$, а $\delta^{34}S$ сульфидной серы $-31,5\text{‰}$; в иловой воде с $Eh = +15\text{ mV}$ $\delta^{34}S$ сульфатной и сульфидной серы соответственно $+10,5$ и около -30‰ . Приведенные цифры иллюстрируют усиление регенерации сульфатной серы с усилением окислительных процессов в иле. Данные тех же авторов по озерам Киренаики показывают, что в процессах окисления серы в верхнем слое ила большую роль могут играть аэробные бактерии. В котловине Сан-Диего $\delta^{34}S$ пирита, выделенного ручной отборкой из слоя 0—20 см от поверхности, $-42,0\text{‰}$ (Kaplan et al., 1963). Х. Г. Тод и его соавторы (Thode et al., 1960), основываясь на результатах изучения новейших морских осадков района Венесуэлы, решили, что сульфатредукция почти полностью завершается в слое осадка до глубины 3,6—6 м от его поверхности. По К. Эмери и С. Риттенбергу (Emery, Rittenberg, 1952), в морских котловинах района Калифорнии сульфат в осадках местами полностью отсутствует на глубине более 2,1 м.

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что при бактериальной сульфатредукции в поверхностном слое морского осадка с повышенным содержанием органического вещества образуются сульфиды железа, резко обогащенные изотопом ^{32}S ; так как ресурсы сульфата в сфере

бактериальной редукции неограниченны, количество новообразованных сульфидов железа в осадках может быть значительным.

При продолжении седиментации, когда слой донного осадка постепенно изолируется от наддонной воды, условия сульфатредукции в этом слое меняются: она протекает при большем или меньшем недостатке сульфата, вследствие чего образуются сульфиды, все менее обогащенные изотопом ^{32}S ; отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ сменяются положительными; хотя благодаря диффузии из морской воды расход сульфата при бактериальной редукции в иловой воде погребенного осадка может пополняться, общее его количество и соответственно количество сульфида железа более поздней стадии диагенеза несравненно меньше, чем количество железа раннедиагенетической стадии. Например, в морской котловине Санта-Каролины (района Калифорнии) на глубине 300—350 см $\delta^{34}\text{S}$ отобранного вручную пирита = +11,2‰; валовая проба пирита из расположенного ниже слоя керна имеет $\delta^{34}\text{S}$ = -7,7‰ (Kaplan et al., 1963). Повышенное содержание изотопа ^{32}S в сульфиде валовой пробы говорит о весьма значительном содержании в ней пирита, сера которого отличается высокой отрицательной величиной $\delta^{34}\text{S}$. Образование такого пирита следует связать с сульфатредукцией в поверхностном слое осадка до того, как он оказался погребенным.

По данным В. И. Виноградова, сульфиды, образовавшиеся в разных условиях сульфатредукции, содержатся, например, в глауконитовых песках Маарду (Эстония); $\delta^{34}\text{S}$ смешанных проб по пиритовому прослою и пириту тонкой фракции соответственно равны -7,4 и +5,6‰. Очевидно, что наиболее высокие отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ должны быть свойственны сульфидам железа, образовавшимся в бассейнах, где в толщу обогащенной кислородом наддонной воды из поверхностного слоя ила поступало значительное количество сероводорода с облегченной серой, которая при окислении давала облегченную сульфатную серу. Участие последней в бактериальной редукции еще более повышало отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ раннедиагенетических сульфидов, т. е. содержание в них изотопа ^{32}S . Примерами сульфидов железа с очень высокими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в ископаемых осадках могут служить пирит из девонской глины с северного склона Воронежского массива (-41,4‰) (Виноградов и др., 1956) и третичный мергель с Северного Кавказа (-34,9‰) (Панкина и др., 1966).

Бариты, которые образуются в раннедиагенетическую стадию в поверхностном слое осадка, более или менее обогащенном органическим веществом, должны характеризоваться величинами ^{34}S близкими к таковым морской воды с отклонениями — возрастанием содержания изотопа ^{34}S (вследствие некоторого утяжеления остаточного сульфата при отсутствии регенерации сульфатной серы) или изотопа ^{32}S (вследствие облегчения серы при регенерации сульфата за счет облегченного сероводорода в кислородной донной воде). При захоронении поверхностного слоя осадка утяжеление остаточного сульфата должно возрастать, так как его смешение с сульфатом морской воды становится все более медленным (до полного прекращения).

Существует различие в результатах бактериальной сульфатредукции в обогащенном органическим веществом поверхностном слое осадка на морском дне, где количество сульфата практически не ограничено, и в среде углеобразования с ограниченным количеством сульфата. В первом случае результатом изотопного фракционирования является образование сульфидов с резко облегченной серой. Во втором случае при недостатке сульфата процесс сульфатредукции может приводить к образованию сульфидов, в различной степени обогащенных изотопом ^{34}S . Обращает на себя внимание различное содержание диагенетических сульфидов железа в каменных углях; в некоторых из них сульфиды железа отсутствуют. Деятельность сульфатредуцирующих бактерий не могла проявиться в тех случаях, когда режим в среде углеобразования

не был вполне восстановительным, а также при сильноокислой реакции среды (Юровский, 1968).

Сульфатредукция в бассейнах с сероводородным заражением детально изучалась А. П. Виноградовым с сотрудниками (1962, 1964). В таких бассейнах сульфатредукция протекает не только в поверхностном слое осадка, но и в толще воды (Гриненко, Гриненко, 1967). Отрицательная величина $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы в зоне сероводородного заражения Черного моря до $-33,7\%$; $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы на глубине до 115 см до $+40\%$. В целом условия сульфатредукции в осадках бассейнов с сероводородным заражением соответствуют таковым в обогащенном органическим веществом поверхностном слое осадка нормально аэрируемых бассейнов при отсутствии регенерации сульфатной серы.

Изотопное фракционирование серы в толще осадка. Глубина слоя с окислительной обстановкой, под которым находится слой, где протекает бактериальная сульфатредукция, в некоторых морских котловинах района Калифорнии составляет около 2 м; ниже этого слоя в осадке имеется сероводород (Presley, Kaplan, 1968). Особенностью бактериальной сульфатредукции, протекающей в толще осадка на том или ином расстоянии от его поверхности, является ограниченное количество сульфатной серы, хотя диффузия сульфата через вышележащий слой осадка может несколько пополнять его расход на образование сероводорода. При дальнейшем погружении осадка количество сульфатной серы становится еще более ограниченным, а это создает предпосылки для все большего обогащения изотопом ^{34}S сульфидной и сульфатной серы. Количество сульфида железа, образующегося в осадке, с глубиной уменьшается.

В современных осадках Балтийского моря на глубине 4—6 см обмен сульфата осадка с сульфатом морской воды практически не имеет места, система становится закрытой; на глубине 30—40 см от поверхности дна содержание сульфата в поровых водах составляет 20—70% от его содержания в морской воде; параллельно с падением общего содержания сульфата в поровых водах сера обогащается изотопом ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$ сульфата морской воды $+20\%$, $\delta^{34}\text{S}$ сульфата поровой воды $+61\%$); в противоположность этому у поверхности осадка, где система открытая, сульфатная сера характеризуется величиной $\delta^{34}\text{S}$ от $+20$ до $+25\%$, а $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы в участках медленной седиментации составляет от -29 до -33% и в участках быстрой седиментации от -17 до -24% ; величины $\delta^{34}\text{S}$ не зависят от преобладания в породе песчаных или глинистых частиц (Hartmann, Nielsen, 1969).

Очевидно, что сульфиды, образовавшиеся в связи с бактериальной сульфатредукцией в толще осадка, в целом должны характеризоваться более высоким содержанием изотопа ^{34}S , чем сульфиды, образовавшиеся в связи с бактериальной сульфатредукцией в поверхностном слое. Более того, возникновение сульфидов с очень высоким содержанием изотопа ^{34}S в ходе диагенеза возможно только в толще осадка при небольшом количестве в сфере бактериальной редукции сульфатной серы, которая может быть резко обогащена этим изотопом; образование сульфидов с очень высоким содержанием изотопа ^{34}S невозможно в поверхностном слое осадка, где остаточная утяжеленная сера смешивается с большим количеством серы морского сульфата.

Регенерация сульфата в толще осадка затруднена ограниченным или весьма незначительным количеством проникающего в него кислорода; по этой причине окисление сульфидной серы может остановиться на стадии образования элементарной серы.

Иллюстрацией сульфатредукции в толще осадка при ограниченном количестве сульфата может быть образование элементарной серы в окрестностях д. Кона (штат Мадрас, Индия) (Kaplan et al., 1960). Побережье здесь ежегодно, в течение более чем 6 месяцев, покрывается морской во-

дой, которая пропитывает глинистые осадки. В последних происходит бактериальная сульфатредукция с образованием сероводорода, который частью при взаимодействии с кислородом дает элементарную серу. Так как количество сульфата в осадке невелико, он практически полностью вовлекается в бактериальную редукцию; вследствие этого изотопный состав сульфатной серы ила ($\delta^{34}\text{S}_{\text{средн}} = 24,1\text{‰}$) и образовавшейся в нем при сульфатредукции элементарной серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{средн}} = +24,6\text{‰}$) не обнаруживают существенного различия; характерно, что как сульфатная, так и элементарная сера содержат больше изотопа ^{34}S , чем исходный сульфат морской воды ($\delta^{34}\text{S}$ около $+20,5\text{‰}$).

В ископаемых осадках по очень высоким положительным величинам $\delta^{34}\text{S}$ выделяются пириты (Виноградов и др., 1956): из третичных отложений Казахстана ($+38,7\text{‰}$; $+43,3\text{‰}$), юрских отложений Саратова ($+31,2\text{‰}$), Рязанской области ($+44,8\text{‰}$; $+44,9\text{‰}$; $+32,2\text{‰}$), района Москвы ($+39,6\text{‰}$; $+45,5\text{‰}$), Подольска ($+45,5\text{‰}$), карбоновых отложений Московской области ($+47,8\text{‰}$), силурийских отложений Эстонии ($+36,6\text{‰}$). В силурийских известняках обнаружен пирит с $\delta^{34}\text{S} = +60,5\text{‰}$ (Rösler et al., 1968). Особенно велико содержание изотопа ^{34}S ($\delta^{34}\text{S} = +70\text{‰}$) в конкреционном пирите из дальненского горизонта Джезказгана (Голубчина и др., 1969).

Так как расход сульфата в толще осадков не пополняется за счет сульфатной серы морской воды столь же быстро, как в поверхностном слое, то сульфатная сера в толще осадка должна быть более обогащенной изотопом ^{34}S , и это обогащение должно быть тем выше, чем медленнее происходит поступление в толщу осадка сульфата морской воды. Следует подчеркнуть, что в данном случае решающую роль играет не столько абсолютное содержание сульфата в растворе, сколько скорость его проникновения в осадок; чем медленнее будет происходить диффузия, тем ближе система окажется к закрытой и тем тяжелее могут быть сероводород и остаточный сульфат. В соответствии с этим барит, образующийся в толще осадков, т. е. в стадию более позднего диагенеза, должен быть более обогащенным изотопом ^{34}S . По-видимому, образование баритов с очень высокими положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ может происходить только в толще осадка, т. е. в более позднюю стадию диагенеза: чем глубже оказывается слой осадка, где протекает бактериальная сульфатредукция, от поверхности донного ила, тем тяжелее может быть сера новообразованного барита (утяжеление серы от центральных к периферическим частям конкреции).

Изотопное фракционирование серы при меняющихся условиях диагенеза и при эпигенезе. При рассмотренных выше различных, но постоянных условиях направленность сульфатредукции в осадке заключается в постепенном облегчении или утяжелении серы сульфидов железа и барита; в длительно формировавшихся конкрециях пирита и барита это может выражаться в постепенном возрастании или уменьшении содержания изотопа ^{34}S к их периферическим частям. Однако нет сомнения, что количество органического вещества в формирующихся осадках с течением времени может подвергаться существенным изменениям, в связи с чем интенсивность сульфатредукции и количество сульфида железа в осадке могут меняться. Если в ходе седиментации количество органического вещества в донном осадке возрастает, то интенсивность сульфатредукции может увеличиться, так как содержание кислорода в донной воде еще более понижается. Следствием этого может быть уменьшение количества регенерированной облегченной сульфатной серы (продукт взаимодействия сероводорода с кислородом) и, следовательно, уменьшение содержания изотопа ^{32}S в сульфидной сере и сере барита; соответственно в конкрециях сульфидов железа и барита внешние зоны могут быть несколько более обогащены изотопом ^{34}S .

Если, наоборот, количество органического вещества, попадающего в донный осадок, уменьшится, то зона активности сульфатредуцирующих бактерий может несколько переместиться вниз; в поверхностном слое осадка в той или иной степени могут усиливаться окислительные процессы и увеличится количество регенерированного сульфата с облегченной серой; так как при этом сульфатная сера, поступающая в сферу бактериальной редукции, окажется менее утяжеленной, то новообразованные сульфиды железа и барит должны содержать больше изотопа ^{32}S . В конкрециях сульфидов железа и барита внешние зоны могут оказаться более обогащенными изотопом ^{32}S , чем внутренние.

Таким образом, количество органического вещества, осаждающегося на дно бассейна, определяет положение границы окислительных и восстановительных процессов в осадке, т. е. глубину проникновения кислорода в донные отложения нормально аэрируемых бассейнов. Причиной изменения содержания в морских осадках органического вещества прежде всего может быть изменение количества фитопланктона в верхних слоях водной толщи; кроме того, может меняться и количество органического вещества, привносимого с суши. Повышение аэрируемости придонной воды должно вызывать тот же эффект, что и уменьшение количества органического вещества, попадающего в осадок.

Примером изменения содержания органического вещества в ходе седиментации могут служить последнико́вые (нижнеанциловые) отложения Балтийского моря: на глубине 90—113 см от их поверхности залегают черные глины, обогащенные сульфидами железа, количество которых находится в прямой зависимости от содержания в глинах органического вещества; выше и ниже черные глины постепенно переходят в глины, не содержащие сульфидов железа (Рарипеп, 1968).

Возможно, что в некоторых случаях увеличение содержания изотопа ^{32}S в сульфидах и сульфатах морских отложений может быть вызвано усилением поступления в бассейн седиментации пресных вод суши, так как сульфат пресных вод содержит меньше изотопа ^{34}S в сравнении с морским сульфатом (Jensen, 1965).

Помимо диагенетических, в осадочных породах встречаются эпигенетические сульфиды и сульфаты. Известны эпигенетические сульфиды железа и в конкреционных агрегатах (Усенко, 1968). Сера эпигенетических минералов может иметь разные источники. Один из них — воды, содержащие только сульфатную серу атмосферного происхождения или то или иное количество серы эвапоритов; в первом случае сера более облегчена, чем во втором. Возможно, что атмосферное происхождение имеет сульфатная сера захороненных новейших морских осадков района Венесуэлы, где на глубине 24 и 48 м содержание сульфата в сравнении с глубиной 6 м повышается, а содержание изотопа ^{34}S в нем в сравнении с морской водой несравненно ниже: величина $\delta^{34}\text{S}$ на глубине 6 м равна +11,4‰, на глубине 28 м она снижается до +6,1‰ и на глубине 48 м падает до +3,4‰; величина $\delta^{34}\text{S}$ сульфата морской воды в этом районе составляет +20,3‰ (Thode et al., 1960).

Изотопный состав сульфатной серы вод, циркулирующих в осадочных породах, меняется в значительных пределах. Так, $\delta^{34}\text{S}$ сульфата вод из толщ разного возраста некоторых районов ФРГ колеблется в пределах от —5,0 до +36,1‰ (Müller et al., 1966). Возможно участие в эпигенетических процессах серы осадочных сульфидов, подвергающихся воздействию кислородсодержащих вод. Кислород может содержаться не только в нисходящих трещинных водах, но и в солоноватых и пресных водах артезианских бассейнов на значительных глубинах; например, в Сырдарьинском артезианском бассейне в водах, приуроченных к песчанникам и песчано-галечниковым отложениям мела, кислород имеется на глубине 2436 м (Щербаков, 1968).

Сера конкреций. Рассмотрим некоторые примеры изменения изотопного состава сульфидной и сульфатной серы конкреций в ходе диагенеза осадков. В пиритовой конкреции (поперечник 2 см) из позднепротерозойских песчаников Лайвалла в Швеции $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от +29,0‰ (ядро) до +14,9‰ (внешняя зона) (Gavelin et al., 1960). В плоской пиритовой конкреции с наибольшим поперечником около 5 см из отложенной формации Эдевилл (штат Вайоминг, США) в трех вертикальных сечениях $\delta^{34}\text{S}$ изменяется соответственно в пределах: а) от +3,6 до —27,9‰; б) от +12,6 до —29,2‰; в) от +14,8 до —27,9‰. Наиболее обогащены изотопом ^{32}S внешние зоны конкреции, а изотопом ^{34}S — ее внутренние части (Jensen, 1965). Очевидно, что при формировании конкреций из Лайвалла и Эдевилла с течением времени сера сульфата, поступавшего в сферу бактериальной редукции, становилась более обогащенной изотопом ^{32}S ; причиной этого можно считать увеличение роли регенерированного сульфата с облегченной серой.

Возможность образования конкреций сульфидов железа при диагенезе не вызывает сомнения: В качестве примера можно указать конкреции, обнаруженные в керне глинистого ила из донных осадков Черного моря (Волков, Остроумов, 1957).

Конкреции барита с различным изотопным составом серы в ядрах и наружных зонах встречаются в мергелях киевского яруса палеогена Донбасса (Виноградов, Зарицкий, 1968); в одних из них содержание изотопа ^{34}S от центра к периферии уменьшается, в других — возрастает. Причиной этого может быть образование конкреций в разные стадии диагенеза.

Изотопный состав серы минералов киммерийских железных руд. К отложениям киммерийского яруса плиоцена приурочены железные руды Керченского и Таманского полуостровов и Северного Приазовья. Их накопление происходило в прибрежных участках моря — лагунах, проливах и бухтах, на небольших глубинах (Юрк и др., 1960; Литвиненко, 1967).

Не измененные последующими процессами руды, известные под названием «табачных», содержат повышенное количество закисного железа, в значительной части в виде карбонатов; так как в этих рудах обычно содержится много окисного железа, они заслуживают названия закисно-окисных. Там, где залежи табачных руд оказались близ поверхности, они подверглись изменению с образованием своего рода зоны окисления («коричневые» и «икряные» руды); главный минерал железа в этой зоне — гидротит.

К особенностям табачных, или закисно-окисных, руд относится наличие в них очень небольших количеств сульфидов железа, которые преимущественно представлены пиритом. По Ю. Ю. Юрку и его соавторам (1960), пирит в табачных рудах наблюдается в оолитах (тонкие прожилки, выделения в ядрах) и их цементе (вкрапленность); в обособлениях богатых железом карбонатов пирит представлен отдельными зернами и мелкими стяжениями. В подстилающем табачные руды сидеритизированном ракушечнике обнаружены (в ассоциации с сидеритом) смайтит, пирротин и пирит (Чухров и др., 1965). В табачных рудах, по Л. О. Станкевичу (1963), нередко встречается барит, который ранее наблюдался только в коричневых и икряных рудах. Выделения барита в керченских рудах представлены отдельными зернами, их агрегатами, конкрециями, прослойками, псевдоморфозами по древесине и створкам раковин (Чухров, 1937₁). В табачных рудах известны выделения барита в тесном сростании с пирротинном (Станкевич, 1963). К продуктам выветривания сульфидов железа керченских руд принадлежит натроярозит (Чухров, 1937₂). Общее содержание серы в керченских рудах большей частью не превышает 0,6%. По ряду проб в табачных рудах оно равно 0,03%. Содержание $\text{S}_{\text{орг}}$ обычно ниже 0,6% (Шнюков, Науменко, 1964).

Изотопный состав серы минералов киммерийских отложений Азово-Черноморского железорудного бассейна

Минералы	Месторождение	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$
Смайтит	Камыш-Бурун	+ 5,3	22,10
Гипс	» »	+ 3,5	22,15
Барит (конкреция)	» »	+ 31,6	21,55
Барит (псевдоморфоза по дереву)	» »	+ 34,2	21,48
То же	Кызаул	+ 21,3	21,76
Барит (конкреция)	Новый Карантин	+ 24,6	21,69
» »	» »	+ 33,5	21,50
Натрояррозит	» »	— 35,6	23,04
Гипс	» »	— 37,9	23,09
Пирит	Баксы	— 31,6	22,95
Пирит (конкреция) в межрудных глинах	Новоселовское	+ 9,3	22,02
Пирит	Северное Приазовье	+ 14,3	21,91

Для изучения изотопного состава серы использованы образцы из карьеров и шурфов; часть образцов любезно предоставлена автору Е. Ф. Шнюковым. Полученные данные приведены в таблице. Определения выполнены В. И. Виноградовым. Причиной незначительного распространения сульфидов железа в киммерийских железных рудах следует считать низкое содержание органического вещества в осадках, давших эти руды, и опресненность воды бассейнов, где происходило формирование рудных залежей.

По Г. Гроссу (Gross, 1965), сульфидная фация вообще не характерна для осадочных или первоначально осадочных железных руд, но небольшие количества сульфидов железа наблюдаются в пластовых железных рудах различного возраста; все сульфидные фации отличаются значительным содержанием органического углерода, что указывает на существование в осадках восстановительных условий. В Вабане на о. Ньюфаундленд (Канада) пиритовые слои (с шамозитом и карбонатом) покрывают слои с гематитом, что указывает на образование пирита при изменении окислительных условий на восстановительные. В известных гематит-шамозитовых силурийских рудах Клинтона (штат Нью-Йорк, США) пирит наблюдается локально в небольшом количестве как продукт замещения гематита в связи с изменением окислительных условий на восстановительные, при которых оказалась возможной бактериальная сульфатредукция (Kalliokoski, 1966).

Данные о нахождении пирита в осадочных железных рудах согласуются с выводами Н. М. Страхова (1956) о ничтожной роли пирита и резком преобладании над ним окислов железа в осадках, содержащих около 0,1—0,2% $\text{C}_{\text{орг}}$; по данным этого автора, пирит преобладает в осадках, содержащих более 1,4—1,5% $\text{C}_{\text{орг}}$.

В сравнении с количеством сероводорода, сульфата при образовании киммерийских железных руд было несравненно больше, поэтому барит нередко встречается в рудах в концентрированных выделениях.

Для истолкования изотопного состава серы диагенетических минералов (сульфидов железа и барита) киммерийских железных руд важна опресненность вод в участках киммерийского моря, где происходило накопление рудного материала. Так как опреснение морских вод вызывает значительное понижение содержания изотопа ^{34}S в сульфатной сере, то сульфидная сера, возникающая в поверхностном слое осадка при бактериальной сульфатредукции, может быть значительно более обогащена изотопом ^{32}S , чем при бактериальной редукции в том же слое осадка в морских бассейнах с нормальной соленостью воды. Мелководный характер прибрежных частей моря, где накапливался материал железных руд,

должен был благоприятствовать хорошей аэрации не только воды, но и верхнего слоя осадка. В сочетании с незначительным содержанием органического вещества это исключало массовую сульфатредукцию у поверхности осадка, т. е. в присутствии неограниченного количества сульфата; поэтому сульфатредукция могла проявиться в основном лишь в толще осадка, где количество сульфата ограничено и где не могло возникнуть сколько-нибудь значительного количества сульфидов железа.

Пирит, резко обогащенный изотопом ^{32}S ($\delta^{34}\text{S} = -31,6\%$), происходит из руд месторождения Баксы; судя по изотопному составу серы натрярозита и гипса из месторождения Новый Карантин, образовавшихся при изменении сульфидов железа в присутствии кислорода, сульфиды с очень высоким содержанием изотопа ^{32}S ($\delta^{34}\text{S} = -35,6\%$ и $-37,9\%$) имелись также в рудах этого месторождения. Их образование следует связать с раннедиагенетической сульфатредукцией в участках повышенного содержания органического вещества. На месторождении Камыш Бурун, судя по изотопному составу смайтита ($\delta^{34}\text{S} = +5,3\%$) и гипса ($\delta^{34}\text{S} = +3,5\%$), первичные руды содержали сульфиды железа, образовавшиеся при недостатке сульфата в сфере сульфатредукции, т. е. в толще осадка в связи с позднедиагенетической сульфатредукцией. Еще более это характерно для пирита из месторождения Новоселовское и района Северного Приазовья.

Сера части изученных баритов из железных руд Керченского полуострова характеризуется различными величинами $\delta^{34}\text{S}$: от $+21,3$ до $+34,2\%$. Так как киммерийские железные руды образовались в бассейнах с опресненной водой, сульфат которой не мог быть столь же богат изотопом ^{34}S , как сульфат морской воды (для третичного моря $\delta^{34}\text{S}$ от $+18$ до $+24\%$), то весьма вероятно, что изученные бариты образовались не в начальный, а в более поздний этап диагенеза, когда сульфатная сера оказалась утяжеленной в связи с бактериальной редукцией в толще осадка; наиболее поздними следует считать бариты с положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ более 30% .

Важный фактор изменения изотопного состава серы диагенетических минералов киммерийских отложений — непрерывные колебательные движения этого региона с перемещением береговой линии и изменением глубины водоемов, что устанавливается по геологическим данным (Юрк и др., 1960); следствием этого могло быть перемещение границы окислительной и восстановительной зон в осадках и соответствующее изменение хода фракционирования серы в них.

Выводы. Главный фактор сульфатредукции при образовании современных и древних морских осадочных пород в нормально аэрируемых бассейнах — количество органического вещества в формирующейся породе.

В осадках с повышенным количеством органического вещества сульфатредукция интенсивно протекает в поверхностном слое, т. е. в раннедиагенетическую стадию. Преобладающая масса сульфидов отличается значительным содержанием изотопа ^{32}S . Особенно обогащены этим изотопом сульфиды осадков, при формировании которых значительная часть сульфатной серы подверглась регенерации. Сера раннедиагенетического барита по изотопному составу близка к сере морского сульфата или несколько облегчена.

В осадках с низким содержанием органического вещества для поверхностного слоя или характерны окислительные условия, вследствие чего сульфатредукция в нем не происходит. Активная деятельность сульфатредуцирующих бактерий проявляется ниже, т. е. в более позднюю стадию диагенеза при ограниченном количестве сульфата. Это благоприятствует образованию сульфидов с повышенным до высокого содержанием изотопа ^{34}S ; количество таких сульфидов относительно незначительно; среди них могут преобладать обогащенные изотопом ^{34}S . Сера барита, об-

разующегося в условиях позднего диагенеза, существенно или сильно утяжелена в сравнении с серой морского сульфата.

Предпосылкой для возникновения особенно резко обогащенных изотопом ^{34}S сульфатов является весьма медленная сульфатредукция в толще осадка в системе, близкой к закрытой; в этих условиях образуется остаточная сульфатная сера со все более высоким содержанием изотопа ^{34}S . В конечную стадию процесса за счет остаточного сульфата образуется тяжелая сульфидная сера; таковы пирит из силурийских известняков ($\delta^{34}\text{S} = +60,5\%$) и пород дальненского горизонта месторождения Джезказган ($\delta^{34}\text{S} = +70\%$). При одинаковых условиях сульфатредукции в пресноводных отложениях наибольшее обогащение сульфатов и сульфидов изотопом ^{34}S должно быть меньше, чем в морских, так как исходный сульфат пресных вод отличается более высоким содержанием изотопа ^{32}S .

Причиной незначительного распространения сульфидов железа в табачных рудах Азово-Черноморского железорудного бассейна и рудах многих других районов является низкое содержание органического вещества в осадочном материале. Изотопный состав серы таких руд указывает, что сульфиды железа и барит частично образовались в раннюю стадию диагенеза в участках, где осадки содержали относительно повышенное количество органического вещества; вместе с тем в тех же рудах встречаются сульфиды железа и барит, образовавшиеся в более позднюю стадию диагенеза в осадках с пониженным содержанием органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Бордовский О. К. Процессы накопления и пути преобразования органического вещества в океанских донных осадках. В сб.: Химические процессы в морях и океанах. М., «Наука», 1966.
- Виноградов А. П., Чупахин М. Г., Гриненко В. А., Трифонов А. В. Изотопный состав серы в связи с вопросом о возрасте пиритов осадочного генезиса.— Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— Геохимия, 1962, № 10.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А. Причина значительной дисперсии изотопного состава осадочных сульфидов. В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», т. 2, 1964.
- Виноградов В. И., Зарицкий П. В. Изотопный состав серы баритовых конкреций в киевском мергеле Донбасса.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 2.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. Конкреции сульфида железа в отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 4.
- Голубчина М. Н., Богданов Ю. В., Прилуцкий Р. Е., Токсубаев А. Н., Феоктистов В. П. Пирит с необычным изотопным составом серы.— Геохимия, 1969, № 9.
- Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Закономерности распределения изотопов серы и их использование в геохимических исследованиях.— Геохимия, 1967, № 5.
- Данильченко П. Т., Понизовский А. М. Гидрохимия Сиваша. Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Литвиненко А. У. Генезис керченских руд. В сб.: Керченский железорудный бассейн. М., «Недра», 1967.
- Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря. В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л., Гриненко В. А., Чурмантеева М. Н. Изотопный состав серы сульфатов и сульфидов вод некоторых районов Предкавказья в связи с их генезисом.— Геохимия, 1966, № 9.
- Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 1.
- Станкевич Л. О. Новые данные о барите, рудных залежей Керченского полуострова. В сб.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев, 1963.
- Стащук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М., «Недра», 1968.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Усенко В. П. Про епигенетичні сульфидні конкреції в верхньомайкопських відкладів Керченського півострова.— Допов. Ак. наук Укр. ССР, 1967, сер. Б, № 10.
- Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Чухров Ф. В. Натроярцит в керченских рудах.— Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР, М., 1937, вып. 10.
- Чухров Ф. В., Генкин А. Д., Соболева С. В., Басова Г. В. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
- Шишкина О. В. Типы вод, формирующихся в морских осадках в процессе диагенеза. В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Киммерийские железные руды вдавленных синклиналей Керченского полуострова. Симферополь, Изд-во «Крым», 1964.
- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь, Крымиздат, 1960.
- Юровский А. З. Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. М., «Недра», 1968.
- Berner R. A. Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the Gulf of California. *Marine Geology*, 1964, v. 1, No. 2.
- Berner R. A. An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1964, 2, v. 28, No. 9.
- Davidson C. F. The origin of some strata bound sulfide ore deposits. *Econ. Geol.*, 1962, v. 57, No. 2.
- Emery K. O., Rittenberg S. C. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1952, v. 36, No. 5.
- Gavelin S., Parwel A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization. *Econ. Geol.*, 1960, v. 65, No. 3.
- Gross G. A. Geology of iron deposits in Canada. *Geol. Survey of Canada*, 1965, v. 1.
- Hartmann M., Nielsen H. $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee. *Geol. Rundschau*, 1969, H. 3.
- Jensen M. L. Bacteriogenic sulfur isotopic ratios in geology. *Beitr. Min. Petr.*, 1965, Bd. 11, H. 4.
- Kalliokoski J. Diagenetic pyritization in three sedimentary rocks. *Econ. Geol.*, 1956, v. 61, No. 5.
- Kaplan I. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off Southern California. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1963, v. 27, No. 4.
- Kaplan I. R., Rafter T. A., Hulston J. R. Sulfur isotopic variations in nature. Part 8. Application to some biogeochemical problems. *New Zealand J. Sci.*, 1960, v. 3, No. 2.
- Love G. L. Early diagenetic iron sulphide in recent sediments of the Wash (England). *Sedimentology*, 1967, v. 9, No. 4.
- Mennon K. K. Origin of diagenetic pyrite in the Quilton limestone, Kerala, India. *Nature*, 1967, v. 213, No. 508.
- Müller G., Nielsen H., Ricke W. Schwefel-Isotopen-Verhältnisse in Formationswässern und Evaporiten Nord- und Süddeutschlands. *Chem. Geol.*, 1966, No. 1.
- Nakai N., Jensen M. L. The kinetic isotope effect in the bacterial reduction and oxidation of sulfur. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1964, v. 28, No. 12.
- Papunen H. On the sulfides in the sediments of the Bothnian Sea. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1968, v. 40.
- Presley B. J., Kaplan I. R. Changes in dissolved sulfate, calcium and carbonate from interstitial water of near-shore sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 1968, v. 32, No. 10.
- Rösler H. J., Pilot J., Harzer D., Krüger P. Isotopengeochemische Untersuchungen (O, S, C) an Salinar- und Sapropelsedimenten Mitteleuropas. XIII. Geol. Congr., Proceed. Sect. 6 (Geochemistry), 1968.
- Thode H. G., Harrison A. G., Monster J. Sulphur isotope fractionation in early diagenesis of recent sediments of Northern Venezuela. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1960, v. 44, No. 11.
- Thode H. G. Sulphur isotope geochemistry. «Studies in Analytical Geochemistry», 1963, Toronto.

ИГЕМ
Москва

Дата поступления
3.XI.1969

УДК 533.3/9

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПУТИ ЕЕ РЕШЕНИЯ

В. М. ПОПОВ

Рассматриваются проблемы происхождения месторождений цветных металлов, ртути, мышьяка, а также некоторых золоторудных месторождений, в отношении генезиса которых существуют различные, часто диаметрально противоположные представления.

Пути решения затрагиваемых проблем автор видит в изменении самого методологического подхода к этим месторождениям, как к природным объектам. При этом обязательно применение литолого-фациальных и палеогеографических исследований, без которых немислмо выяснение их действительной генетической природы.

Одна из крупных и наиболее важных проблем литологии и учения об осадочных полезных ископаемых — выяснение генезиса многих месторождений, в отношении природы которых существуют различные, часто диаметрально противоположные представления. Известны два основных направления в общей теории рудообразования, если не считать различные их вариации — осадочное (сингенетическое) и эндогенное (гидротермальное). Следует при этом особо подчеркнуть, что по мере расширения наших знаний об осадочных образованиях (породах и рудах) круг месторождений спорного генезиса также неуклонно расширяется за счет включения в него все новых и новых видов полезных ископаемых, считавшихся ранее типично гидротермальными образованиями.

Процесс пересмотра и ревизии генезиса многих «гидротермальных» месторождений и обоснованный перевод их в категорию осадочных не является случайным или модой времени. В отношении многих гидротермальных месторождений высказывались и ранее представления о принадлежности их к образованиям, имеющим исходную осадочную природу, однако эти представления не получили должного развития и признания, с одной стороны, из-за безраздельного господства ортодоксальной эндогенной концепции, а с другой — из-за недостаточности наших знаний по этим спорным объектам. Поэтому возвращение к некоторым из них в настоящее время не является каким-то рецидивом прошлого. Наметившееся в последнее время особое внимание к проблемам генезиса спорных месторождений и тенденция к пересмотру их генезиса закономерно связаны с бурным развитием в последние полтора десятилетия литологической науки, особенно в СССР, и широким применением методов исследований этой науки к изучению продуктивных осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Эти проблемы сейчас решаются на новом, более высоком теоретическом уровне и на базе огромного фактического материала, накопившегося в результате поисков, разведки и эксплуатации многих месторождений спорного генезиса. Литологическая наука в настоящее время располагает достаточными средствами для однозначного решения этих спорных проблем, и мы не можем и не имеем права оставлять их открытыми на неопределенно долгое время. Доста-

точно сказать, что, например, спор о происхождении свинцово-цинковых месторождений долины Миссисипи — Миссури продолжается уже 100 лет, а дискуссия по генезису месторождения Джезказган — более четверти века, хотя в обоих случаях имеющихся сейчас данных вполне достаточно для решения этих спорных вопросов.

Решающее значение при изучении продуктивных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций имела методологическая сторона литологических исследований, изменившая в корне самый подход к изучению природных объектов. Все большее применение в теории и практике изучения месторождений спорного генезиса принципов диалектического материализма позволило выяснить действительную генетическую природу многих из них.

Проблема стратифицированных месторождений цветных металлов. Эта проблема касается прежде всего пластовых, так называемых телетермальных месторождений меди, свинца, цинка, полиметаллов, нередко сопровождаемых баритом и флюоритом. Они составляют обособленную, очень важную в промышленном отношении группу. Происхождение этих образований сторонниками эндогенной концепции считается крайне неясным и сложным, вследствие чего эти месторождения постоянно вызывают острую научную дискуссию.

Эта проблема широко освещается в советской и зарубежной литературе, ей посвящены многочисленные симпозиумы, прошедшие в ряде зарубежных стран, она не сходит с повестки дня больших геологических форумов и конгрессов.

В проблеме телетермальных месторождений, как в фокусе, сосредоточена наибольшая острота различных ее решений и подходов к ней, не ослабевающая на протяжении длительного времени. Именно при рассмотрении этой проблемы особенно ярко демонстрируются и сталкиваются два основных научных направления в учении о рудных месторождениях — эндогенное (гидротермальное) и осадочное (сингенетическое).

К настоящему моменту по данной проблеме сторонниками осадочного направления в результате проведенных литологических исследований накоплен большой фактический материал, позволяющий положительно решить многие спорные вопросы или приблизиться к их решению в целом. Однако, несмотря на это, так называемые телетермальные месторождения как постмагматические образования еще прочно удерживаются в литературе, посвященной эндогенным образованиям, — в многочисленных статьях, монографиях, учебниках, классификациях по рудным месторождениям, хотя самый термин «телетермальный» и вкладываемое в него содержание давно уже превратились в анахронизм. В настоящее время все чаще исследователи предлагают различные варианты решения этой проблемы с позиций эндогенной концепции и в полном отрыве от литологических исследований, однако при ближайшем рассмотрении эти варианты представляют собой, по существу, безуспешную попытку эклектически совместить несовместимые элементы двух основных гипотез — гидротермальной и осадочной.

Рассматриваемая проблема уже освещалась нами в ряде статей (Попов, 1962, 1964, 1967, 1968₁, 1968₂, 1969). Напомним лишь кратко основные положения доклада автора на VIII Всесоюзном литологическом совещании (Москва, май, 1968). Все более накапливающиеся противоречия в основных положениях гидротермальной теории, особенно применительно к стратифицированным месторождениям цветных металлов, требуют коренного пересмотра этих положений и ревизии всех лежащих в основе этой теории фактических данных. В целях научного обоснования прогноза и успешной разработки поисковых критериев на руды подобных месторождений целесообразно осуществить следующие мероприятия.

1. Для выяснения условий формирования стратифицированных месторождений цветных металлов, включая ртуть, совершенно обязательна

постановка в районах их распространения полноценных литолого-фациальных исследований с составлением палеогеографических и палеотектонических карт и схем, мелкомасштабных для целых областей и крупномасштабных для отдельных рудных полей и месторождений.

2. Установленная для подавляющей части пластовых месторождений многоярусность и многоэтажность оруденения, несомненно связанная с циклическим строением рудовмещающих толщ, вызывает необходимость применения ритмостратиграфического анализа продуктивных формаций.

3. Для выяснения связи оруденения с палеотектоникой и контроля его конседиментационными структурами при изучении стратифицированных месторождений и районов их развития следует применять структурно-фациальный анализ.

4. На основании общих литолого-фациальных и палеогеографических исследований могут быть выявлены благоприятные рудообразующие геохимические фации, локализирующие оруденение в определенных участках обширных палеобассейнов, что позволит сузить поиски интересных в промышленном отношении рудных концентраций в пределах протяженных стратиграфических рудоносных горизонтов и больших площадей распространения продуктивных толщ.

5. Учитывая важнейшую геохимическую роль органического вещества в формировании пластовых залежей сульфидных руд цветных металлов, включая ртуть, следует особо выделять в разрезе мощных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ стратиграфические горизонты пород с повышенным содержанием органического углерода.

6. При изучении областей развития пластовых месторождений цветных металлов и ртути необходимо применять также метод сравнительного формационного анализа для выяснения положения продуктивных формаций в ряду парагенетически с ними связанных подстилающих и перекрывающих формаций.

Следует особо отметить, что сейчас усилиями литологов уже выявлены основные закономерности формирования стратифицированных месторождений; установлены ведущие факторы, контролирующие в них оруденение и позволяющие научно обоснованно прогнозировать перспективные площади. Однако это лишь начало больших исследований, которые должны по-новому ориентировать научно-исследовательские и производственные работы, проводимые на территориях развития стратифицированных месторождений, в старых рудных районах и вновь выявляемых.

К настоящему времени многочисленными исследователями проведен значительный объем исследований по изучению пластовых месторождений цветных металлов в терригенных, карбонатных и вулканогенно-осадочных толщах в ряде районов СССР. Однако остаются все еще недостаточно изученными многочисленные проявления цветных металлов и ртути на обширных территориях Русской и Сибирской платформ и их складчатом обрамлении. Особый интерес представляют области развития карбонатных толщ, с которыми часто связаны свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения и рудопроявления, сопровождаемые нередко флюоритовым и баритовым оруденением. Именно эти области СССР, отмеченные в свое время М. М. Константиновым, должны стать первоочередными объектами литологических, палеогеографических и геохимических исследований для выявления новых рудных районов и провинций стратифицированных месторождений цветных металлов и ртути и ревизии с иных позиций уже известных месторождений и рудных поясов, относимых к постмагматическим телетермальным образованиям.

Предварительный анализ большого фактического материала по многочисленным проявлениям свинцового и полиметаллического оруденения, сопровождаемого нередко баритом и флюоритом, в осадочных, особенно карбонатных формациях Русской и Сибирской платформ и их складча-

том обрамлении, позволяет рассматривать их как образования, имеющие скорее сингенетическую и исходную природу.

Проблема генезиса пластовых месторождений ртути. Среди различных типов ртутных месторождений довольно широким распространением в ряде районов СССР и зарубежных стран пользуется пластовый, или стратифицированный, тип оруденения, приуроченный к толщам осадочных или осадочно-эффузивных пород. Многие крупнейшие месторождения мира относятся именно к этому типу (Альмаден в Испании, Идриа в Югославии, Монте-Амиата в Италии, Ваньшанская ртутная зона в Китае, Никитовка в Донбассе, некоторые месторождения Средней Азии и др.).

В большой дискуссии, развернувшейся на страницах отечественной и зарубежной печати по проблеме генезиса стратифицированных месторождений тяжелых металлов, ртутные месторождения обычно обходят молчанием и вопрос об их исключительно эндогенном происхождении у подавляющего большинства исследователей, за редким исключением, не вызывает сомнений. Принадлежность этих месторождений к группе наиболее низкотемпературных гидротермальных образований считается априорно твердо установившейся единой точкой зрения практически всех исследователей. Между тем внимательный критический анализ некоторых месторождений ртути, особенно относящихся к пластовому типу, позволяет по-иному оценить генетическую природу оруденения в них и отойти от привычных и традиционных представлений об их гидротермально-метасоматическом происхождении.

Важно также отметить, что в тех случаях, когда ртутные месторождения действительно генетически связаны с магматизмом, обычно в качестве возможного источника металла в них рассматриваются только интрузивные породы, обнажающиеся в районе месторождений или чаще предполагаемые на глубине. Возможная роль эффузивного магматизма в образовании ртутных месторождений при этом совершенно не учитывается и исключается даже в тех случаях, когда они непосредственно связаны с вулканогенными и эффузивными толщами. Такой ошибочный, на наш взгляд, установившийся подход к вопросу генезиса ртутного оруденения также нуждается в коренном пересмотре.

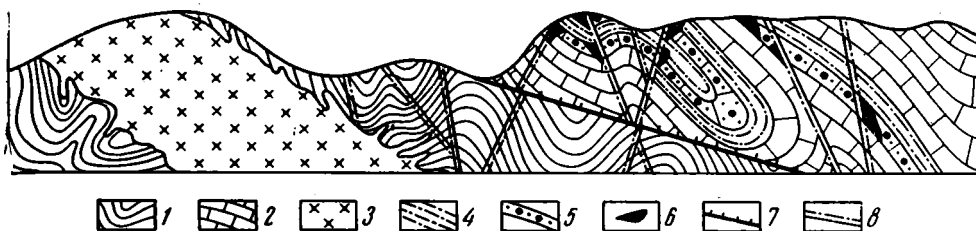
Наконец, следует пересмотреть установившееся представление о том, что подавляющее большинство ртутных месторождений мира связано с молодыми металлогеническими эпохами, а каледонские и более древние месторождения ртути якобы не известны. Подобное представление не соответствует современному уровню наших знаний и опровергается новыми фактическими данными.

Заслуживает внимания также тот факт, что ртуть нередко сопутствует цветным металлам, а иногда является промышленным компонентом в составе полиметаллических руд стратифицированных месторождений так называемого телетермального типа, для многих из которых в настоящее время устанавливается бесспорная осадочная исходная природа оруденения.

Изложенные выше обстоятельства и побудили нас критически рассмотреть с иных позиций некоторые вопросы генезиса пластовых месторождений ртути на конкретных примерах. Здесь мы остановимся лишь на одном из них.

В статье И. Я. Некрасова (1964) приводятся интересные данные по основным особенностям размещения и условиям образования рудопроявлений ртути в северо-восточной части Якутии, полученные в результате проведения комплексных поисковых структурно-минералогических и геохимических исследований. Однако внимательный анализ приводимых в статье фактических материалов не позволяет нам согласиться с основными выводами автора в отношении генетической природы ртутного оруденения.

Касаясь особенностей строения ртутных тел, автор выделяет следующие их морфологические типы: 1) пластовые тела, 2) минерализованные зоны дробления, 3) штокверковые зоны и участки, 4) гнезда и линзы массивной руды. Для нас особый интерес представляют пластовые тела, которые, как отмечает автор, являются основными объектами для добычи богатых ртутных руд на многих месторождениях мира и для рассматриваемого района имеют первостепенное значение. Именно этот морфологический тип оруденения автор особо рекомендует для детального изучения.



Фиг. 1. Схематический поперечный разрез через зону Тирехтахского надвига в районе Нальчанского рудопроявления ртути

1 — юрские песчаники и сланцы; 2 — ордовикские и силурийские известняки, доломиты и известково-глинистые сланцы; 3 — гранодиориты Чукского интрузива; 4 — сланцы ордовикские; 5 — горизонты известняков и доломитов (ордовикские), благоприятные для локализации рудных тел; 6 — рудные тела; 7 — плоскость Тирехтахского надвига; 8 — главнейшие сбросо-сдвиги

Из приведенных в статье И. Я. Некрасова данных также следует, что пластовые тела в разрезе ниже- и среднепалеозойской карбонатной толщи приурочены к горизонтам ордовикских доломитизированных известняков и доломитов; иначе говоря, оруденение в разрезе упомянутой толщи локализуется в определенном, притом достаточно узком стратиграфическом интервале. Этим объективно устанавливается ясный стратиграфический контроль ртутного оруденения, которому подчиняется размещение пластовых залежей в продуктивной толще, независимо от рудоконтролирующих структур. Пластовые рудные тела выявлены в пределах рудоносных горизонтов на ряде участков (Топкий, Дальний, Крутой). Рудоносные горизонты, как указывает автор статьи, являются объектом дальнейших поисков и рассматриваются в качестве благоприятных для локализации оруденения.

Особый интерес представляет также и другой факт, отмечаемый автором и заключающийся в том, что оруденению иногда подвергаются пачки пород мощностью до 45 м, состоящие из чередующихся между собой пластов доломитизированных известняков и сланцев. Поскольку в разрезе этих продуктивных пачек оруденение локализуется только в карбонатных пластах и отсутствует в переслаивающихся с ними сланцах, мы имеем дело, по существу, с ритмичным строением рудоносных пачек, в которых оруденение приурочивается к трансгрессивным элементам седиментационных ритмов и имеет многоэтажный характер. Эта особенность свойственна многим пластовым месторождениям цветных металлов (иногда сопровождаемых и ртутью), для которых устанавливается осадочное происхождение (Попов, 1962, 1964). Многоярусность оруденения в разрезе продуктивных толщ устанавливается также в месторождениях Альмадене, Монте-Амиата, Никитовка и др.

Стратиграфический контроль оруденения особенно хорошо проявляется в районе Нальчанского рудопроявления ртути (фиг. 1). Здесь узко-стратифицированный горизонт ордовикских доломитизированных известняков и доломитов, несущий ртутное оруденение, участвует в сложных, почти изоклиналиных складчатых структурах, копируя их, что несом-

ненно свидетельствует о пострудном характере складчатых и разрывных дислокаций, захвативших и рудоносный горизонт. При этом весьма примечательно, что рудные тела, приурочиваясь к дизъюнктивным нарушениям, нигде не выходят за пределы рудоносного «благоприятного» горизонта, хотя в разрезе продуктивной толщи имеются и выше и ниже этого горизонта карбонатные породы, также рассекаемые теми же нарушениями. Рудные тела, которые автор «подвешивает» к этим нарушениям, представляют собой, на наш взгляд, вторичные концентрации киновари в виде гнезд, линз массивной руды, переотложенной вдоль разрывных нарушений за счет вкрапленной и прожилково-вкрапленной ртутной минерализации в доломитизированных известняках и доломитах рудоносного горизонта, в котором оруденение имеет первичноосадочную исходную природу. Таким образом, разрывные нарушения, как и складчатые деформации, являются пострудными и по отношению к первичному оруденению в рудоносном горизонте.

Из данных И. Я. Некрасова можно делать вывод также и о строгом литологическом контроле ртутного оруденения, выраженном в приуроченности рудных тел только к пластам доломитизированных известняков и доломитов. Автор не разъясняет причины такого избирательного «замещения» доломитовых пород рудными минералами с позиции гидротермальной концепции. Избирательная связь оруденения с доломитовыми породами в этом случае, на наш взгляд, вполне закономерна и понятна: доломиты и доломитовые породы представляют собой благоприятную геохимическую фацию, возникающую в обстановке мелководных бассейнов, в условиях засоленных вод и аридного или полуаридного климата. Постоянное наличие в рудоносных доломитовых породах органического вещества свидетельствует о резко восстановительной среде осадкообразования и застойном характере водоема, благоприятных для накопления тяжелых металлов в донных карбонатных илах. Присутствие в рудовмещающих доломитах барита, иногда гипса, ангидрита, а также флюорита указывает на определенные стадии галогенеза (Попов, 1968₂).

Представляет особый интерес выявление в последнее время в Средней Азии собственно ртутных месторождений пластового типа, в которых оруденение локализуется в узкостратифицированных протяженных (до 20 км) горизонтах черных «искристых» доломитов девона-карбона, обогащенных органическим веществом и содержащих амфиловую фауну. При этом киноварь часто замещает амфилов, образуя по ним псевдоморфозы и выделяясь в виде красных «глазков» на черном фоне совершенно неизмененных доломитов. Таким образом четкий стратиграфический и литологический контроль локализации ртутного оруденения определен (Сургай и др., 1965) и для некоторых месторождений Тянь-Шаня (хребет Карадован — участок Курсалы и др.).

Следует особо отметить, что исследования И. Я. Некрасова убеждают в полном отсутствии какой-либо генетической связи оруденения с изверженными породами, обнажающимися в районе проявлений ртутной минерализации. Геохимические данные о распределении ртути в различных изверженных породах, даже по признанию самого автора, не позволяют решить положительно вопрос о связи ртутного оруденения с какой-либо определенной группой магматических пород района.

Отсутствие реальных источников для гидротермальных рудоносных растворов автор восполняет произвольным допущением связи оруденения с более глубокими гипотетическими рудогенерирующими магматическими очагами в зонах долгоживущих разломов, полагая, что с магматическими породами, обнажающимися в современном эрозионном срезе, ртутное оруденение связано только парагенетически. Однако искусственное перенесение возможных источников гидротермальных растворов в неведомые глубины вряд ли может сколько-нибудь серьезно

подкрепить концепцию автора об эндогенном происхождении рассматриваемых им ртутных рудопоявлений.

Важно особо подчеркнуть, что в комплексе проведенных И. Я. Некрасовым исследований полностью отсутствует литолого-фациальный анализ осадочных образований продуктивной толщи и рудоносного горизонта и данные о палеографических условиях осадконакопления. Проведение таких исследований, несомненно, позволило бы выяснить многие другие закономерности в размещении ртутного оруденения. Геохимические исследования были сосредоточены только на изверженных породах, которые, по признанию самого автора, не имели, как оказалось, никакого отношения к ртутному оруденению в качестве его источников; в то же время рудовмещающая карбонатная толща и расположенный в ней рудоносный горизонт геохимическими исследованиями были обойдены. Такой односторонний подход к изучению рудоносных осадочных формаций не может обеспечить полноценность исследований для решения вопроса о генетической природе оруденения.

Приводимые И. Я. Некрасовым факты при иной их интерпретации позволяют допустить, что ртутное оруденение на северо-востоке Якутии имеет первичноосадочную исходную природу, затухшую более поздними преобразованиями и изменениями, связанными с процессами тектогенеза, метаморфизма и, по-видимому, влиянием позднейшей магматической деятельности. В результате длительной геологической истории своего развития (с ордовика до наших дней) ртутные рудопоявления не могли не подвергнуться существенным вторичным изменениям под действием указанных факторов, придавшим им современный облик.

Проблема генезиса некоторых золоторудных месторождений. Рядом исследователей в различное время был поставлен вопрос о возможном образовании в природе сингенетических концентраций золота в осадочных породах; за счет этих концентраций могут возникнуть жильные золоторудные месторождения (Чайковский, 1963; Нифонтов, 1959, 1960; Бадалов, 1969, и др.). При этом некоторые исследователи, исходя из идеи «ассимиляционной специализации» магм, допускают в качестве дополнительного источника золота в таких месторождениях также и магматические очаги, особо выделяя группу «переходных» месторождений, образованных за счет магматической деятельности и металлоносности осадочных пород. Так постепенно сужается круг собственно магматогенных рудных месторождений и расширяется группа месторождений вполне или частично осадочного происхождения (Чайковский, 1963).

Не касаясь общеизвестных условий образования осадочных концентраций золота в ископаемых россыпях, в частности грубообломочных фациях, в виде широко распространенных, особенно в докембрийских отложениях, золотоносных конгломератов, следует остановиться на вопросе возможного хемогенного осаждения золота и напомнить в связи с этим некоторые данные ряда исследователей.

Так, П. А. Харитонов (1936) допускает возможность отложения золота вместе с другими осадками при усыхании золотосодержащих бассейнов и образования толщ с высоким содержанием этого металла, в частности в отложениях каменных солей, расположенных в пределах золотоносных провинций.

По О. Е. Звягинцеву (1941), золото в морской воде, по-видимому, присутствует в составе золото-хлористоводородной кислоты и ее щелочных солей, золотоорганических соединений, а также в виде эмульсии и мелких взвешенных частиц. Общее содержание золота в морской воде 0,001—0,04 мг/м³, редко выше. Отмечается, что наибольшие концентрации приурочиваются к прибрежным участкам золотоносных провинций (у берегов Австралии и Калифорнии).

Р. В. Нифонтов (1960) допускает хемогенное происхождение золотоносности в тонкодисперсных глинистых алевритистых породах, обогащенных органикой и превращенных в результате метаморфизма в черные сланцы, филлиты, аргиллиты, алевролиты, содержащие иногда сульфиды железа. Пиритовосные глинистые сланцы, по Р. В. Нифонтову, представляют собой обогащенные сероводородом фации неглубоких и обширных морских лагун, в связи с которыми в обстановке восстановительной среды из вод бассейна в период диагенеза осаждались, помимо железа, золото и ряд других элементов. Отложение золотоносных минеральных веществ в насыщенной сероводородом восстановительной среде происходило при этом в условиях непрерывного притока золота с размываемых платформ.

Большой интерес представляют данные В. Я. Легедза (1969) об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах. Считая ошибочным представление о связи повышенных концентраций золота в осадочных породах, и сульфидов с химическим осаждением его из морской воды, В. Я. Легедза, исходя из общих закономерностей литогенеза осадочных пород, установленных Н. М. Страховым, и имеющихся экспериментальных работ по геохимии золота, полагает, что основная часть тонкодисперсного золота мигрирует в самородном состоянии и переносится реками в виде взвесей без существенного участия растворов. Повышенные концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах, по В. Я. Легедза, приурочиваются к областям развития глинистых и алевритистых пород, тяготеющим к прибрежной части древних и современных бассейнов. Таким образом, первоначальная концентрация золота происходит в процессе седиментации, причем в глинистые и алевритистые осадки оно попадает в самородном состоянии. В ходе процессов диагенетического преобразования осадков в сложной геохимической среде возникают дополнительные концентрации золота.

Рассмотрим более подробно некоторые конкретные золоторудные месторождения со спорным генезисом.

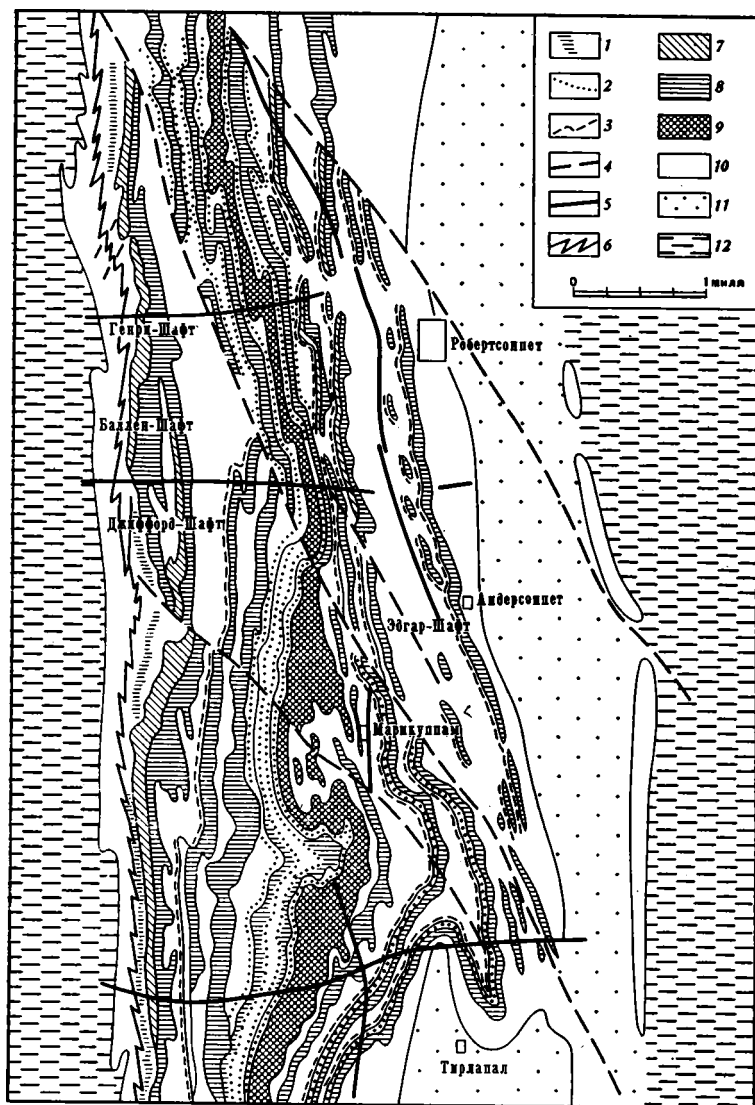
Золоторудное месторождение Колар (Индия) по своим геологическим особенностям и масштабам — классическое среди месторождений мира. Оно самое древнее и приурочивается к докембрийской сланцевой формации дхарварской системы (верхний архей), которая образует несколько поясов. В пределах одного из таких поясов (Коларского) и находится золоторудное поле Колар, прослеживаемое по простиранию на расстояние около 20 км при ширине более 2 км.

По данным индийских исследователей (Нарайянасвами и др., 1964), а также И. С. Рожкова, посетившего месторождения Колар с экскурсией XXII сессии МГК (Белевцев и др., 1966), слагающие золоторудное поле Колар породы представлены интенсивно метаморфизованными образованиями «амфиболитовой серии», в состав которой входят преимущественно различные по текстурным особенностям амфиболиты (зернистые, волокнистые, массивные, сланцеватые) — продукты метаморфизма основных вулканических и осадочных пород серии Дхарвар.

Стратиграфический разрез сланцевого пояса Колар, как можно его представить, исходя из геологических разрезов и геологической карты (фиг. 2, 3), выглядит так.

В самом основании разреза залегают гнейсы Пенинсула; на них ложатся гнейсы Чемпион; выше залегает мощная амфиболитовая серия, представляющая собой переслаивание сланцеватых амфиболитов с амфиболитами волокнистыми и зернистыми; разрез венчается массивными амфиболитами, занимающими центральную часть рудного поля.

В разрезе продуктивной толщи, в самом ее основании, четко выделяются три маломощных, но строго выдержанных стратиграфических горизонтов: кварц-магнетитовые сланцы (или магнетитовые кварциты).



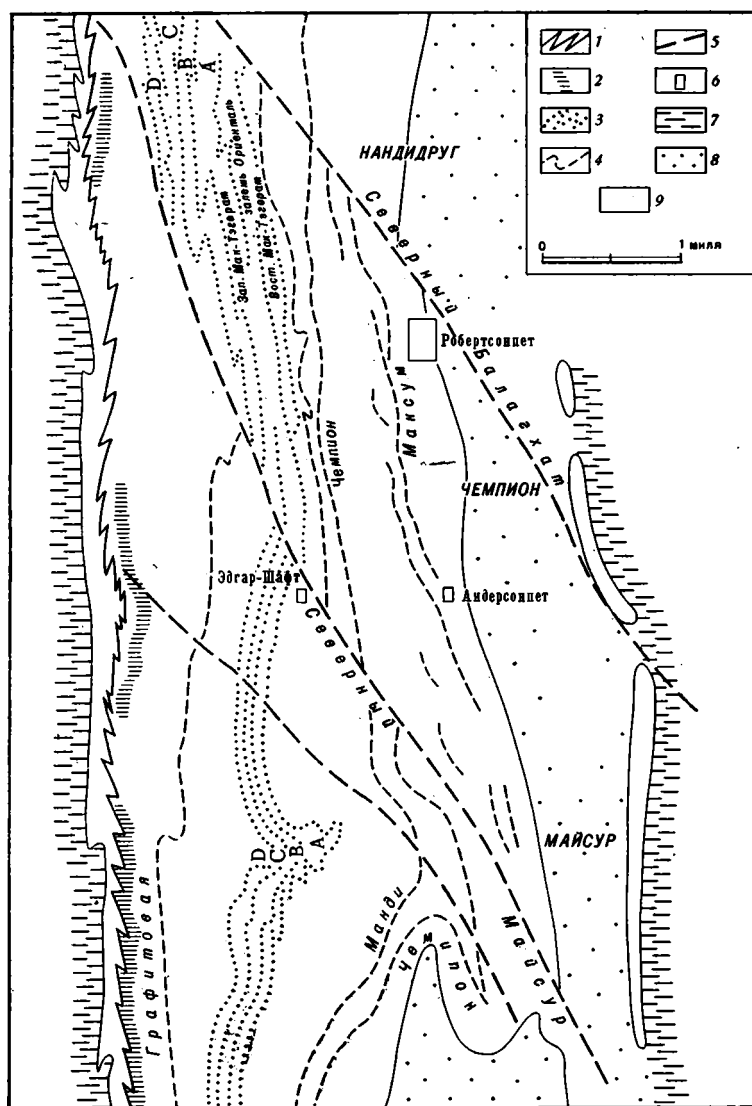
Фиг. 2. Геология и золотоносные залежи рудного поля Колар (по Нараянасвами и др., 1964)

1 — графитовые залежи; 2 — сульфидные залежи; 3 — кварцевые залежи; 4 — разломы; 5 — дайки долеритов; 6 — железистые кварциты; 7 — волокнистые амфиболиты; 8 — зернистые амфиболиты; 9 — массивные амфиболиты; 10 — сланцеватые амфиболиты; 11 — гнейсы Чемпион; 12 — гнейсы Пеннисула

полосчатые железистые кварциты, графитовый горизонт с сульфидами. Указанные горизонты прослеживаются по простиранию в пределах всего рудного поля.

Основной структурный элемент рудного поля Колар — узкая, сильно сжатая синклиналиальная складка меридионального простирания, погружающаяся в северном направлении. Подстилающими породами, слагающими синклиналь, являются полосчатые железистые кварциты, залегающие на конгломератах или гнейсах Чемпион (фиг. 4).

Основная синклиналиальная структура осложнена диагональной складчатостью, выраженной кулисообразными наложенными складками северо-западного или северо-восточного направления. Относительно круп-

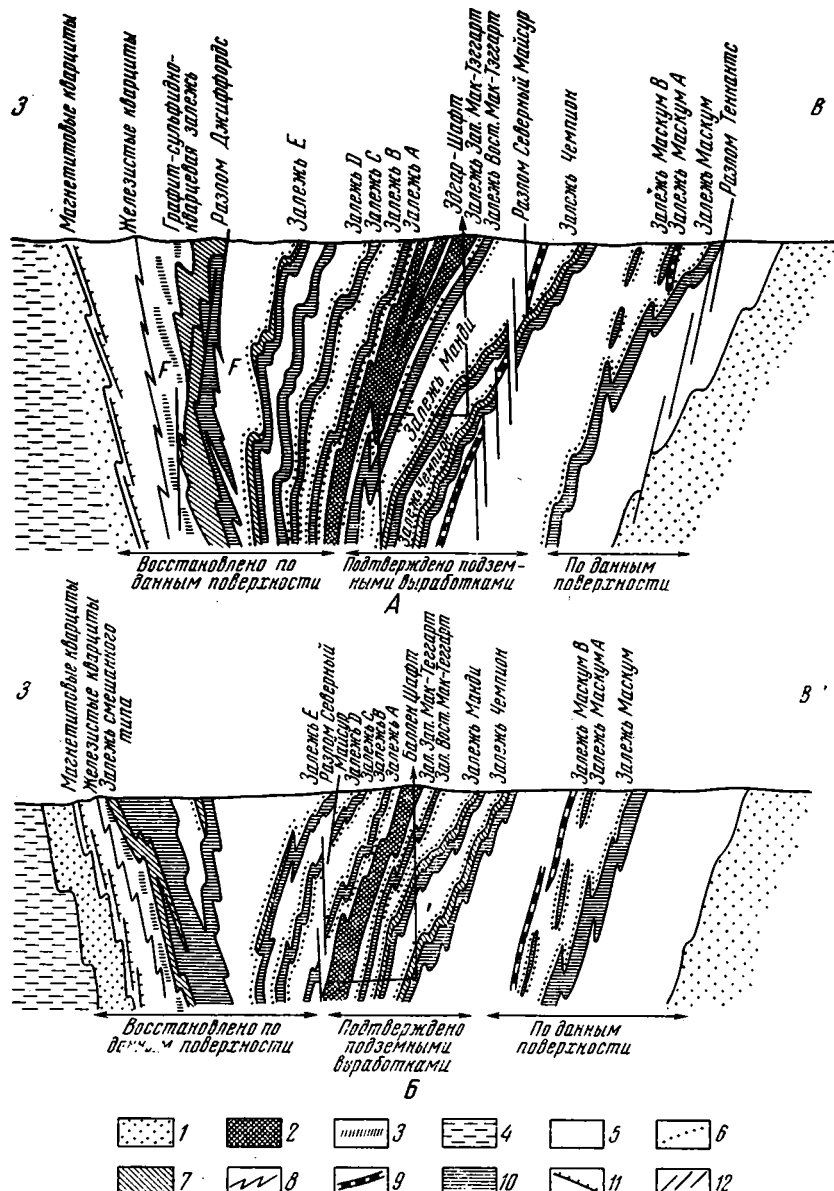


Фиг. 3. Размещение золотоносных залежей в пределах рудного поля Колар (по Нарайнасвами и др., 1964)

1 — железистые кварциты; 2 — залежи смешанного типа — графит-сульфидно-кварцевые; 3 — сульфидные залежи А, Б, С, Д, Ориенталь, Западная и Восточная Мак-Тэггарт; 4 — кварцевые залежи (Максум, Чемпион, Манди, Е); 5 — разломы; 6 — главная эксплуатационная шахта; 7 — гнейсы Пенинсулы; 8 — гнейсы Чемпион; 9 — сланцеватые амфиболиты

ные складки поперечного направления в свою очередь осложнены мелкими крутыми складками высших порядков. Сложноскладчатый Коларский сланцевый пояс нарушен многочисленными сбросами, образующими три различно направленные системы.

Наиболее примечательная особенность месторождения Колар — ярко выраженный строгий стратиграфический контроль в расположении рудных залежей, представляющих, по существу, строго выдержанные в пределах всего рудного поля стратиграфические горизонты, залегающие, как правило, в сланцеватых амфиболитах, вдоль стратиграфического контакта с зернистыми, волокнистыми и массивными амфиболитами. В настоящее время закартировано 15 таких параллельных гори-



Фиг. 4. Геологические разрезы вкост простираения рудного поля Колар, показывающие роль стратиграфического контроля в размещении залежей (по Нарайянасами и др., 1964)

А — разрез через Эдгар-Шафт; Б — разрез через Баллен-Шафт. 1 — гнейсы Чемпион; 2 — массивные амфиболиты; 3 — графит-сульфидно-кварцевые залежи смешанного типа; 4 — гнейсы Пеннинсула; 5 — сланцеватые амфиболиты; 6 — кварцевые и сульфидные залежи; 7 — волокнистые амфиболиты; 8 — железистые кварциты; 9 — дайки долеритов; 10 — зернистые амфиболиты; 11 — магнетитовые кварциты; 12 — разломы

зонтов; шести из них подчинены золото-кварцевые, а девяти — золото-кварцево-сульфидные рудные тела (см. фиг. 4).

Отдельные рудные тела в пределах рудоносных горизонтов состоят из кулисообразных кварцевых жильных зон; непосредственно вблизи залежей располагаются мощные зоны слюдястых сланцев. Среди рудных минералов кроме самородного золота отмечены пирротин (преобладает), арсенопирит, галенит, пирит, шеелит, магнетит.

Упомянутые выше мощные зоны слюдястых пород имеют, на наш взгляд, важное значение для выяснения генетической природы золота и сопровождающих его сульфидов. В отличие от амфиболитов, являющихся продуктом метаморфизма основных вулканических пород, зоны слюдястых сланцев, располагающиеся в непосредственной близости к рудным залежам и их окаймляющие, представляют собой метаморфизованные нормальные глинистые осадки, обогащенные органическим веществом. Таким образом, если восстановить первоначальную историю формирования продуктивной толщи Колара, то она представляется нам в виде периодических подводных излияний лав, чередующихся с периодами затухания вулканической деятельности, когда отлагались глинистые, обогащенные органическим веществом осадки. С этими тонкодисперсными осадками, очевидно, и связаны рассеянные хемогенные концентрации золота, а восстановительная обстановка, обусловленная разложением и захоронением органического вещества, была благоприятна для осаждения сульфидов железа (пирита, марказита, мельниковита) и других металлов, за счет перекристаллизации и переотложения которых в процессе метаморфизма образовались пирротин, арсенопирит и другие сульфиды.

Участие органического вещества при формировании рудоносных горизонтов доказывается наличием в основании продуктивной толщи Колар особо выделяемого горизонта графит-сульфидных залежей смешанного типа и графита в составе золоторудных залежей.

Нельзя согласиться с индийскими геологами, рассматривающими зоны слюдяных сланцев, окаймляющие рудные тела, как образования, возникшие за счет метасоматического замещения амфиболитов и представляющие собой «околорудные изменения» вмещающих пород. По нашему мнению, на месторождении Колар вообще отсутствуют какие-либо околорудные изменения вмещающих пород в общепринятом понимании; за такие ошибочно приняты продукты общего регионального метаморфизма и динамометаморфизма, связанного с интенсивными проявлениями тектонических деформаций, которым неоднократно подвергалась на протяжении длительного времени (с архея до наших дней) вся продуктивная толща Колара с подчиненными ей рудоносными горизонтами, содержащими ранее сингенетическую минерализацию. Мощные слюдяные зоны по обе стороны залежей и такие минералы, как биотит, диопсид, темная роговая обманка, гранат, волокнистый куммингтонит (образующие иногда порфиروبласты), представляют собой минеральные образования, характерные для определенных ступеней метаморфизма. Золотоносные кварцевые жилы также являются продуктами метаморфизма исходных пород; в действительности это метаморфогенные образования типа «альпийских жил». Кремнезем для их формирования заимствовался из вмещающих пород и не был привнесен извне гипотетическими рудоносными растворами.

Важно также отметить, что все строго стратифицированные рудоносные горизонты, включая горизонты полосчатых железистых кварцитов и графито-сульфидный, участвуют вместе с вмещающими их породами во всех весьма сложных складчатых и разрывных дислокациях, копируя за с ювелирной точностью и нигде в пределах всего рудного поля не пересекаясь друг с другом; строго сохраняя свое стратиграфическое положение в складчатых структурах, они прослеживаются в них на всей глубине слагающих их пластов. Достаточно сказать, что глубина разработки кварцевых золотоносных жил, подчиненных рудоносному горизонту Чемпион, достигла глубины 3187 м от поверхности рудника Чемпион.

Важно отметить, что простираание всех золотоносных горизонтов точно следует направлению оси основной первичной синклинальной

складки, повторяя все ее изгибы, в то время как оси вторичных кулисообразных наложенных складок и все разломы секут эти горизонты. Отсюда со всей очевидностью следует, что все дислокации — складчатые и разрывные — пострудные по отношению к продуктивным горизонтам, поэтому представление о структурном контроле первичного оруденения в этих горизонтах не имеет под собой никаких оснований. Многочисленные складчатые и разрывные нарушения, являясь пострудными по отношению к первичному оруденению в стратифицированных рудоносных горизонтах, контролировали лишь перераспределение рудного вещества в их контурах с образованием промышленных рудных залежей, столбов и пустых участков.

До последнего времени Колар считался типичным гипотермальным месторождением М. Кришнан относит его к классу, переходному от гипо- к мезотермальному. Совокупность всех данных позволяет нам отнести Колар к классическим осадочно-метаморфизованным месторождениям; первичное (сингенетическое) накопление рудогенных элементов, включая золото, носило ритмичный характер и связано с седиментационным этапом формирования месторождения. В постседиментационном этапе в ходе естественно-исторического развития и под влиянием процессов метаморфизма и тектогенеза месторождение претерпело глубокие преобразования, придавшие ему эпигенетический характер и современный облик.

Большинство исследователей золоторудное месторождение Мурунтау (Западный Узбекистан) рассматривает как типично гидротермальное образование, переходное от гипо- к мезотермальному. В контрасте с этой общепринятой точкой зрения находится представление некоторых исследователей (Бадалов, 1966 и др.), которые рассматривают вмещающую толщу не только как благоприятную среду для локализации оруденения, но и как источник золота; при этом в качестве главного механизма образования золотоносных жил допускается не привнос, а перераспределение золота, ранее тонко рассеянного в породах. В доказательство приводятся данные о повышенном кларке золота в породах из периферических частей рудного поля, не затронутых метасоматическими образованиями.

По С. Т. Бадалову, источником золота в кварцевых жилах и прожилках, как и кремнезема, являются сами вмещающие породы. Процессы, предшествовавшие образованию кварцево-золоторудных жил, протекали, как правило, с выносом из пород щелочей и кремнезема; вместе с последним из породы извлекались и рудные компоненты, в том числе золото. В Мурунтау и других месторождениях Западного Узбекистана золоторудной оказалась одна свита, в составе которой преобладают песчанистые разности пород, наиболее благоприятные для первичной концентрации золота; эта свита в геохимическом понимании является захороненной древней россыпью. Содержание золота в породе по отношению к кларку здесь в 50—100 раз выше, что особенно важно для объяснения более поздних процессов перемещения золота внутри первично обогащенного контура осадочных пород.

Проанализировав данные сторонников гидротермальной концепции (сб. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане»), мы считаем необходимым обратить внимание на ряд других фактов, которые, на наш взгляд, не согласуются с этой концепцией и свидетельствуют скорее о первичной седиментационной природе золота в продуктивной мурунтауской свите.

Следует отметить, что мурунтауское рудное поле находится в основном в границах тектонического блока, подвергшегося максимальным и длительным деформациям, а породы самой продуктивной свиты испытывали наиболее интенсивный метаморфизм по сравнению с ниже- и выше-лежащими свитами. Высокая степень метаморфизма, особенно проявив-

шегося в пределах указанного тектонического блока, обусловила соответственно и широкое развитие процессов метасоматических изменений вмещающих пород, сопровождающихся образованием различного рода метасоматитов. Метасоматические изменения вмещающих пород Мурунтауского месторождения, на наш взгляд, — результат общего регионального метаморфизма, усиленного и усложненного процессами динамометаморфизма, возникавшими в ходе, как отмечалось выше, интенсивного проявления тектогенеза. Выделение «предрудного» и «рудного» этапов изменений вмещающих пород является искусственным; кварцевые и кварц-сульфидные золотоносные жилы, выполняющие различные системы трещин, представляют собой типичные метаморфогенные образования типа «альпийских жил», рудные компоненты в них заимствованы из вмещающих пород, в которых они находились в рассеянном состоянии.

Таким образом, все разнообразие метасоматических преобразований пород и формирование рудных жил — это единый процесс, обусловленный метаморфизмом продуктивной свиты с первичной минерализацией и связанным с ним перераспределением вещества без привноса его извне.

Связывать источник золота с дайками, по нашему мнению, нет достаточных оснований. Большинство их находится за пределами указанного тектонического блока, в контурах которого располагается рудное поле Мурунтау. В центральной части рудного поля встречено лишь несколько маломощных даек. Сульфидные и кварц-сульфидные прожилки отчетливо пересекают все разновидности даек, что свидетельствует о дорудном их возрасте по отношению к метаморфогенным жильным образованиям.

Данных для определения положения даек в общей истории магматизма района еще недостаточно. Каледонские интрузивные породы в районе не известны. Связь оруденения с какими-либо магматическими очагами остается недоказанной. Остается также недоказанным тезис сторонников гидротермальной гипотезы о том, что «этап формирования руд начался с формирования даек разного состава и простираения». Искусственной, по нашему мнению, является и схема стадийности процесса гидротермального минералообразования рудного поля Мурунтау. За длительный период геологического развития, с нижнего силура до наших дней, месторождение претерпело многократные и сложные изменения в связи с каледонским, варисским и альпийским тектогенезом, результаты которых выразить в идеализированной схеме невозможно.

С позиций гидротермальной гипотезы остается также необъяснимой приуроченность оруденения только к одной свите в разрезе мощной нижнесилурийской осадочной толщи; в этом, по нашему мнению, выражен строгий стратиграфический контроль оруденения. Характерна также приуроченность оруденения в разрезе продуктивной свиты к ее нижней подсвите, наиболее интенсивно метаморфизованной, сложенной алевролитами, песчаниками и углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами, микроритмично переслаивающимися между собой и связанными взаимными фаціальными переходами.

Следует особо отметить наличие в породах мурунтауской свиты углистого вещества, игравшего важную геохимическую роль (как органическое вещество) в процессах первичного накопления металлогенных элементов при осадкообразовании продуктивной толщи.

Наблюдающиеся послонные сульфидные образования, сложенные марказитом и пиритом, являются, по нашему мнению, сингенетическими, а не возникшими в процессе метаморфизма вмещающей толщи. Они свидетельствуют о наличии при осадконакоплении продуктивной толщи восстановительных рудообразующих фаций (Попов, 1968₂) на отдель-

ных участках седиментационного бассейна, в которых происходило осаждение сульфидов и других металлов, а также золота.

Совокупность всех изложенных выше данных позволяет отнести Муртауское золоторудное месторождение к метаморфогенным образованиям, имеющим исходную седиментационную природу.

Мышьяковые (арсенопиритовые) месторождения Уч-Имчек и Брич-Мулла, Средняя Азия. Эти месторождения всеми изучавшими их исследователями безапелляционно относятся к типично гидротермально-метасоматическим, однако критический анализ всего фактического материала по данным объектам не позволяет нам согласиться с этим представлением: по нашему мнению, упомянутые месторождения относятся к осадочным. Оруденение локализовано в карбонатных породах (D_3-C_1), строго приурочиваясь к узкостратифицированному продуктивному горизонту, представляющему собой в Уч-Имчеке переслаивание доломитовых известняков и сланцев.

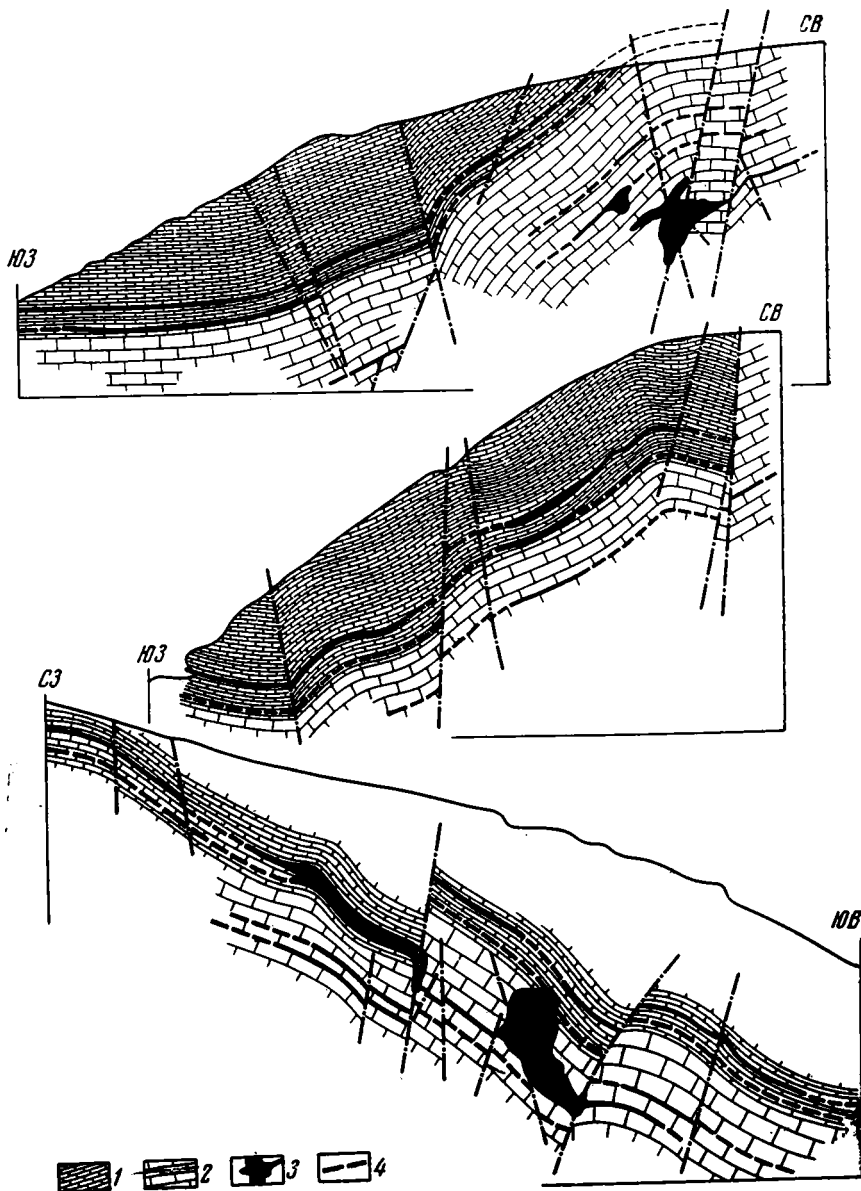
Рудные тела имеют ясно выраженную пластовую или пластообразную форму, залегая согласно с вмещающими породами и участвуя вместе с ними во всех складчатых и разрывных дислокациях, пострудный характер которых не вызывает сомнений (фиг. 5). Имеются также гнездообразные рудные залежи, являющиеся, по нашему мнению, вторичными образованиями, возникшими позднее за счет основных пластовых седиментационных руд в узлах пересечения разрывных нарушений.

Детальный анализ структуры рудных полей и трещинной тектоники, проведенный Г. М. Вировлянским (1964) с позиций гидротермально-метасоматической концепции, — крайне односторонний подход к изучению указанных месторождений, совершенно не учитывающий другие важнейшие их особенности, вытекающие из первичноседиментационной исходной природы оруденения. Эти характерные особенности совершенно отчетливо пропускают из лабиринта бесчисленных структур и трещин, которыми оперирует указанный исследователь. Приводимые Г. М. Вировлянским детальнейшие описания трещинной тектоники не только ничего не дают для понимания действительного генезиса месторождений, но в еще большей степени затемняют довольно ясную, на наш взгляд, картину их происхождения.

Рассмотрим ведущие факторы, контролирующие оруденение и условия локализации рудных тел, которые свидетельствуют в пользу осадочного генезиса месторождений.

Стратиграфический и литологический контроль размещения рудных залежей четко выражен для обоих рассматриваемых месторождений, приуроченных в разрезе отложений D_3-C_1 , по существу, к одному и тому же стратиграфическому уровню, несмотря на значительное расстояние между ними и расположение в различных структурно-фациальных зонах. Так, на месторождении Уч-Имчек продуктивный горизонт представляет собой толщу переслаивающихся пластов карбонатных пород и сланцев; последние превращены в роговики. Оруденение приурочивается в основном к карбонатным прослоям, представленным доломитовыми известняками, подвергшимися тремолитизации; роговики же совершенно безрудны или слабоминерализованы.

Ороговикование и тремолитизация, а также различные процессы метасоматоза в данном случае не являются проявлениями околорудного термального изменения вмещающих пород, как это считают сторонники гидротермально-метасоматической гипотезы, а представляют собой, по нашему мнению, продукты общего регионального метаморфизма, не имеющие никакого отношения к оруденению и формированию рудных тел. В этом заключается одно из глубоких заблуждений в трактовке генезиса месторождения. Таким образом, фактическое отсутствие околорудных термальных изменений вмещающих



Фиг. 5. Система рудоносных сбросов в разноориентированных разрезах, месторождение Брич-Мулла (по Г. М. Вировлянскому, 1964)
 1 — бричмуллинский известняк; 2 — верхнефаунский известняк; 3 — рудное тело; 4 — предполагаемое продолжение оруденелого пласта

пород — другая характерная особенность рассматриваемых месторождений.

Связь оруденения с ритмичностью осадконакопления продуктивной толщи — еще одна характерная особенность этих месторождений, выражающаяся в приуроченности рудных тел к трансгрессивным элементам ритмов, представленным карбонатными осадками. Ритмичностью объясняется также и сложное многоэтажное строение рудных полей. Так, на месторождении Брич-Мулла устанавливается до пяти рудоносных пластов (см. фиг. 5).

О седиментационном характере образования пластовых залежей свидетельствует распространение оруденения по напластованию вмещающих пород и четкая связь его с элементами слоистости, что отмечается в большинстве рудных тел месторождения Уч-Имчек; причина этого — участие во всех процессах осадконакопления рудного вещества, являющегося сингенетичным вмещающим отложениям. Никакие процессы метасоматоза в рудообразовании в действительности не участвовали: они искусственно надуманы как необходимый атрибут эндогенной концепции. Проявления прожилковой минерализации, а также гнездообразные и жилообразные рудные тела, обычно не выходящие за контуры продуктивной толщи, образовались за счет сингенетичной минерализации позднее, в результате перекристаллизации и переотложения рудного вещества вдоль разрывных нарушений или в узлах их пересечения, без привноса его извне.

Выделение Г. М. Вировлянским для Брич-Муллинского рудного поля предрудных и внутрирудных деформаций не имеет никаких оснований, поскольку по отношению к пластовым рудным телам с сингенетичным оруденением таких деформаций и не могло быть.

Проявления «дорудного» и «внутрирудного» этапов тектонической активности по отношению к первичным пластовым рудным залежкам являются более поздними; они лишь нарушают и усложняют первоначальные формы рудоносных пластов, образовавшихся в седиментационном этапе формирования месторождений. Само выделение дорудных, предрудных, внутрирудных этапов тектонических нарушений, по существу, лишено какого-либо логического смысла.

Применяемые Г. М. Вировлянским термины «оруденелые пласты», «пластообразные метасоматические залежи» сами по себе скорее говорят о седиментационной их природе. Серия разноориентированных разрезов по месторождению Брич-Мулла (см. фиг. 5) с предельной ясностью свидетельствует об этом. У объективного исследователя не остается места для сомнений в пострудном характере всех сбросовых нарушений; вместе с тем те же дислокации со всей очевидностью иллюстрируют полное отсутствие разрывных нарушений, которые можно было бы интерпретировать как дорудные или предрудные рудоподводящие каналы.

* *

*

Рассмотренный круг проблем и конкретные примеры месторождений спорного генезиса далеко не охватывают всего их разнообразия. В рамках настоящей статьи мы затронули лишь немногие из них, наиболее остродискуссионные в отношении генезиса. Пути решения этих проблем определяются прежде всего приуроченностью рассматриваемых месторождений, как правило, к осадочным и вулканогенно-осадочным формациям, с которыми они генетически связаны, что требует применения к ним совершенно иного подхода и методов исследований, не свойственных классической металлогении эндогенного профиля. Спорность генезиса этих месторождений проистекает скорее не столько от действительной сложности их происхождения, сколько вследствие традиционного применения к этим месторождениям методов исследований, вытекающих из одностороннего подхода к ним как постмагматическим образованиям, при полном исключении средств и методов литологической науки. Действительная генетическая природа этих «загадочных» месторождений может быть раскрыта только в результате применения к ним всего комплекса литологических исследований в тесном сочетании с геохимическими; при этом необходимо учитывать те преобразования и изменения, которым месторождения подвергались в ходе естественно-

исторического развития под влиянием более поздних процессов регионального метаморфизма, динамометаморфизма, а нередко и контактового воздействия интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях.— В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана, Ташкент, «Фан», 1969.
- Белевцев Я. Н., Котляр В. Н., Петровская Н. В., Попов В. М., Рожков И. С., Смирнов В. И., Шадлун Т. Н. Геология рудных месторождений на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1966.
- Вировлянский Г. М. Закономерности формирования структуры рудных полей некоторых типов гидротермальных месторождений.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Легедза В. Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2.
- Нарайяна свами С., Зиауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964.
- Некрасов И. Я. Ртутное оруденение на северо-востоке Якутии.— Советская геология, 1964, № 1.
- Нифонтов Р. В. О хемогенной золотоносности осадочных пород и ее значении для образования россыпных месторождений. Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей (тез. докл.), М., 1959.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значения для образования россыпных месторождений.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1960.
- Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В кн.: Проблемы генезиса руд. МГК, XXII сессия. М., «Недра», 1964.
- Попов В. М. О генетической связи некоторых пластовых месторождений цветных металлов с вулканизмом.— Изв. АН КиргССР, 1967, № 5.
- Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Попов В. М. Рудообразующие геохимические фации и связанные с ними концентрации в осадках свинца, цинка, барита и флюорита.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
- Попов В. М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения.— Изв. АН КиргССР, 1969, № 2.
- Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «ФАН», 1969.
- Сургай В. Т., Фриев Э. Т., Турдукеев И. Д. О стратиграфическом и литологическом контроле локализации сурьмяно-ртутного оруденения в Тянь-Шане.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые осадочных образований Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1965.
- Харитонов П. А. Осадочные месторождения золота как геохимическая проблема.— Проблемы советской геологии, 1936, № 7.
- Чайковский В. К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Институт геологии АН КиргССР
Фрунзе

Дата поступления
3.XII.1969

УДК 552.543 (470)

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД¹
(на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы)**

А. И. ОСИПОВА, Т. Н. БЕЛЬСКАЯ

При изучении фауны из нижнекаменноугольных отложений Московской синеклизы были выявлены организмы: а) которые могли существовать при повышенной солености в краевых лагунах, где образовывался седиментационный доломит, и б) населявшие открытые части моря с известковыми осадками, где соленость не отклонялась от нормальной морской. Эти палеоэкологические критерии использованы для выяснения генезиса основных типов доломитовых пород.

Полученные результаты заставляют пересмотреть представления о генезисе доломитов нижнего карбона, сложившиеся на основании геохимических исследований, и значительную часть этих пород рассматривать как эпигенетические образования.

До глубокого бурения в центральной части Русской платформы литологи изучали преимущественно периферические районы Московской синеклизы, где раннекаменноугольные отложения подверглись относительно слабым поздним изменениям (Швецов, 1938), причем наиболее заметной была доломитизация, интенсивно проявлявшаяся на северо-западе синеклизы (Богданова, 1933, 1940). К эпигенетическим образованиям некоторые исследователи относили также кремневые конкреции, часто приуроченные к определенным пластам известняков (Бирина, 1938; Богданова, 1940). Детальное изучение показало, что формирование кремневых конкреций происходило в диагенезе и заканчивалось в поздние его стадии, до образования пластовых трещин (Вишняков, 1953).

Обработка материала, полученного при бурении первых опорных скважин, сразу изменила представление о развитии доломитизации. М. С. Швецов (1954), обобщая данные по скважинам, отметил, что встречаются доломиты безусловно первичные (однородные, микрозернистые, без пор и остатков фауны), но большее развитие имеют доломиты замещения — пористые, крупно- и неравномернозернистые, иногда переполненные отпечатками выщелоченных раковин. Их образование М. С. Швецов связывал с диагенетической доломитизацией известковых осадков, происходившей в обособленных полузамкнутых котловинах. Доломитизации способствовал засушливый климат северной части рассматриваемой территории (Страхов, 1945).

Важное методическое значение для выяснения генезиса разных типов доломитов имели работы Е. А. Ивановой (1949) и И. В. Хворовой (1953). Эти авторы, изучая отложения среднего и верхнего карбона Московской синеклизы, применяли палеоэкологический анализ и установили, что первичные доломитовые осадки накапливались в особой седи-

¹ Доклад, прочитанный на II семинаре по результатам глубокого бурения на Русской платформе.

ментационной зоне и местами были населены обедненным комплексом донных организмов, среди которых преобладали тонкораковинные брахиоподы *Linoproductus*, *Cancrinella* и *Dictyoclostus*. Вторичные доломиты возникали в разные стадии формирования породы: в раннем диагенезе, эпигенезе, древнем и современном гипергенезе (Хворова, 1953); они могут заключать растворенные остатки фауны, характерные для любых известковых фаций.

Большой новый материал о происхождении доломитов каменноугольных отложений Русской платформы был изложен в статьях С. Г. Вишнякова (1956), А. Б. Ронова (1956), Н. М. Страхова (1956₂) и др., вошедших в сборник «Типы доломитовых пород и их генезис». В этом сборнике описаны многие типы доломитов из отложений разных систем (от кембрия до палеогена) и регионов СССР (Русская платформа, Южный Урал, Южный Казахстан, Средняя Азия, Сибирь). Выход в свет этой книги ознаменовал крупный этап в познании доломитовых пород, поскольку в ней не только были освещены основные типы доломитов и доломитообразующие фации, но и обсуждались главнейшие общие вопросы: о роли тектонического и климатического факторов в доломитообразовании, об источниках магния, эволюции доломитообразования и др. (Страхов, 1956₁; Ронов, 1956; Вишняков, 1956). По сравнению с более ранней монографией Н. М. Страхова (1951), здесь был существенно уточнен процесс образования доломита в раннем диагенезе и показана невозможность накопления значительных количеств доломита за счет поступления магния из придонных вод и по реакции Гайдингера. Была также выдвинута новая концепция седиментационно-диагенетического доломитообразования, согласно которой доломитное вещество осаждалось в седиментационную стадию, но интенсивно перераспределялось в диагенезе. Именно с этим процессом Н. М. Страхов (1956₁) связывал формирование пятнистых метасоматических доломитов, наиболее широко распространенных в палеозойских отложениях. Образование доломитов этого типа за счет эпигенеза Н. М. Страхов считал невозможным, поскольку, как показали расчеты, в природе отсутствует источник огромных масс магния, которых потребовал бы эпигенетический процесс. Основными признаками, позволяющими отличать седиментационные доломиты от метасоматических, по Н. М. Страхову (1951, 1956₂), являются: устойчивое содержание доломита в седиментационных пластах и сильная изменчивость содержания доломита в метасоматических образованиях; отсутствие остатков организмов или специфически обедненный комплекс форм в седиментационных доломитах и, наоборот, присутствие реликтов скелетов разнообразных морских организмов в метасоматических седиментационно-диагенетических доломитах.

К эпигенетическим образованиям, связанным с воздействием на породы соленых вод глубоких горизонтов, Н. М. Страхов (1956_{1,2}) относил лишь доломит, выполняющий трещины, каверны и поры. Этот взгляд разделяли и другие авторы сборника, за исключением С. Г. Вишнякова (1956), который доказывал, что эпигенетические доломиты широко распространены среди палеозойских отложений северо-западной окраины Русской платформы. По его данным, доломитизация нижнекаменноугольных известняков происходила в течение четвертичного времени и связана с современной гидрографической сетью и грунтовыми водами.

Однако большинство исследователей считало, что доломиты образовались в основном до полной литификации отложений, а наблюдаемые в настоящее время соотношения химических элементов в карбонатных породах отражают геохимические процессы, протекавшие в осадках на дне морских бассейнов (Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952; Ронов, 1956).

Исходя из этих общих положений, А. Б. Ронов (1956) дал генетическую интерпретацию серии литолого-геохимических карт распределения

магния, составленных им для девона, карбона и перми Русской платформы на основании массовых анализов средних проб карбонатных пород. На этих картах выявилась зональность в размещении известняков и доломитов: тяготение первых к периферии бассейнов и преобладание доломитов в их центральных частях. А. Б. Ронов считал, что эта зональность отражает зональность в концентрации солей в морских водах древних водоемов, соленость которых по периферии понижалась вследствие поступления речных вод. Интенсивность опреснения была пропорциональна интенсивности поднятия материка, высоте его рельефа и объему стекавших с него речных вод. Таким образом, получалось, что тектонический режим водосборной площади материка в конечном счете обуславливал зональность в солености вод и размещении известковых и доломитовых осадков на дне прилегающего к нему бассейна.

Н. М. Страхов (1956₁) не согласился с таким объяснением причин большей осолоненности центральных частей древних морей; он указал, что соленость вод этих морей зависела не только от речного стока, но, в первую очередь, от количества метеорных осадков, выпадавших на площади акватории морей, и от интенсивности испарения, а следовательно, от общей климатической зональности Земли.

В работах, опубликованных после 1956 г., подобные крупные вопросы уже не обсуждались. При описании скважин часто обнаруживались доломиты, содержащие следы растворенной фауны; обычно эти породы рассматривались как седиментационно-диагенетические образования (Ильина и др. 1958; Семихатова, и др., 1959; Хворова, 1958). Отмечалась также сульфатизация пород карбона, которая происходила под воздействием осолоненных подземных вод и позднее, чем доломитизация (Хворова, 1958).

Вопрос о большом развитии эпигенетических процессов был поставлен Л. М. Бириной (1961), которая считала эпигенетическими все ангидриты и доломиты девона и карбона центральных частей Русской платформы и связывала их образование с воздействием на осадочные породы магматических эманаций.

Палеоэкологические критерии. При комплексном палеоэкологическом и литологическом изучении нижнекаменноугольных отложений, проводимом в ПИН АН СССР, задачей авторов настоящей статьи было выяснение абиотических условий существования организмов и изменений их в течение большей части визейского века (тульский, алексинский, михайловский, веневский, тарусский и стешевский горизонты) и раннеамюрского времени (протвинский горизонт). Для таких исследований необходимо было восстановить первичный облик осадков и выявить признаки, по которым можно реконструировать особенности среды их формирования (гидродинамику, гидрохимию, свойства осадка как субстрата и др.). При этом должны быть сняты постдиагенетические изменения, иногда сильно искажающие состав, структуру и текстуру исходного осадка.

В результате проведенной работы для каждого горизонта в пределах Московской синеклизы были составлены литолого-палеоэкологические карты. На них показаны осадки краевой, мелководной и относительно глубоководной зон моря и свойственные им комплексы донных организмов. Детальный фациальный анализ позволил выявить смену осадков и населявших их комплексов фауны, происходившую при удалении от побережья к центральным частям морей. При этом было установлено, что среди организмов, населявших поздневизейские и раннеамюрские бассейны Московской синеклизы, имелись очень чувствительные к изменениям условий обитания — колониальные кораллы (особенно роды *Lonsdaleia* и *Corwenia*), некоторые одиночные кораллы (роды *Palaeosmilia* и *Gangamophyllum*), сирингопориды, хететиды, известковые губки, разнообразные фораминиферы, крупные брахиоподы (большинство

Gigantoproductus и *Striatifera*). Все они обитали на некотором удалении от берега, где отлагались чистые известковые осадки (содержание MgO в известняках не превышает 1%), воды были хорошо аэрированы и соленость не отличалась от нормальной морской. При условиях, допускавших сколько-нибудь значительное осаждение карбоната магния, такие организмы существовать не могли — они исчезали уже при содержании доломита около 10%. Поэтому присутствие в доломитовых периодах остатков этих организмов всегда свидетельствует о постседиментационном образовании доломита; привлечение литологических данных, в частности изучение диагенетических кремневых конкреций, во многих случаях позволяет определенно говорить об эпигенетическом доломитообразовании.

Значительно более сильные колебания условий могли выносить остракоды, пелециподы, некоторые трилобиты, мшанки, брахиоподы и водоросли, населявшие лагуны, заливы и зону прибрежного мелководья (Осипова, Бельская, 1965, 1967). Многие из них (хотя и в угнетенном состоянии) могли существовать и при повышенной солености, когда шло образование седиментационного доломита — таковы, например, брахиоподы *Lingula elliptica*, хонетиды, *Eomarginifera*, *Orthotetes*, *Camarotoechia*, *Fluctuaria wischnjakovi* и др. Ниже на ряде примеров будет показано обеднение состава донных организмов, происходившее при возрастании доломитности заключающих их пород. Таким образом, выявляются надежные палеоэкологические критерии, которые позволяют не только восстановить условия отложения различных карбонатных осадков, но и судить о последующих изменениях пород.

Седиментационные доломиты и свойственные им комплексы организмов в визейских отложениях Московской синеклизы. Литологическое изучение показало, что среди отложений тульского горизонта и окского надгоризонта (алексинский, михайловский и веневский горизонты) в Московской синеклизе практически отсутствуют породы с признаками, характерными для седиментационных доломитов. Преобладают известняки, в которых MgO 0,5—0,7%, CaO 53—55%, а н. о. обычно не более 1,5%.

Редкое исключение — маломощный (около 1 м) слой мергеля в отложениях михайловского горизонта северо-западной части Московской синеклизы (основание слоя «а₆»), который прослежен более чем на 100 км. Среднее содержание основных компонентов в этой породе (по трем анализам, в %): CaO 32,88; MgO 5,92; Fe_2O_3 3,37; Al_2O_3 2,84; TiO_2 0,26; н. о. 20,70; п. п. п. 33,97. Мергель почти черный, фиолетово-серый, серовато-зеленый, по вертикали глинистые разности неоднократно сменяются менее глинистыми. Местами мергель содержит много плохо сохранившихся растительных остатков, а иногда заключает аллохтонные стволы каламитов. Эта порода считалась вторично доломитизированной (Богданова, 1933; Бирин, 1938), но в шлифах из трех обнажений (реки Охотля, Прикша, Рагуша) мы не обнаружили никаких признаков метасоматоза. Всюду карбонат микрозернистый и многие мельчайшие (0,003—0,01 мм) его зерна представлены хорошо образованными прозрачными ромбоэдрами.

Состав скелетных остатков и особенности захоронения своеобразны: по всему слою рассеяны раковины остракод, тогда как другие остатки сосредоточены в основном в немногих тонких прослойках. По Р. Ф. Геккеру, на одних уровнях преобладают пелециподы, раковины которых часто захоронены с неразъединенными створками; на других уровнях обильны остатки пелеципод и брахиопод, местами преобладают брахиоподы и часты остатки трилобитов. Брахиоподы мелкие и имеют тонкие раковины. Резко преобладают остатки немногих видов (*Fluctuaria wischnjakovi*, *Productus concinnus*, *Composita ambigua*), что указывает на неблагоприятные условия существования. Постоянными обитателями

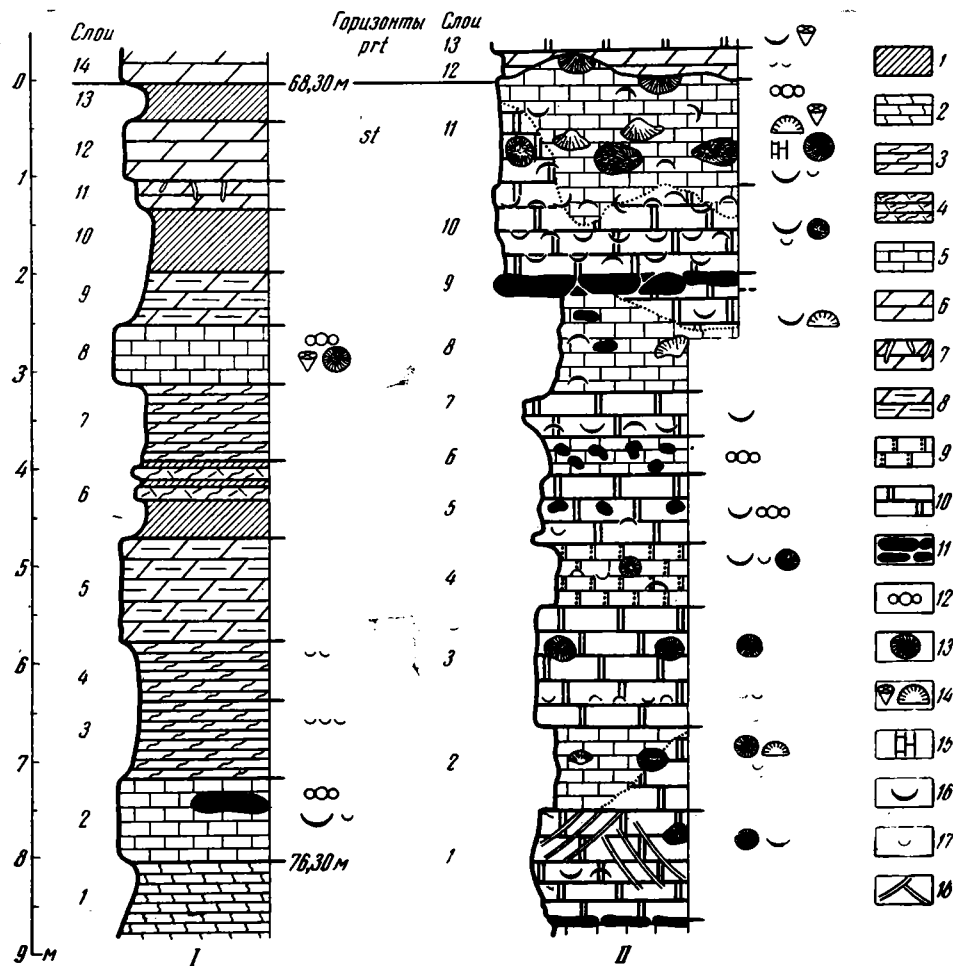
этой части бассейна были остракоды и пелециподы, а брахиоподы и трилобиты появлялись спорадически, когда условия существования несколько улучшались. Возможно, этим моментам отвечают разности пород с меньшим содержанием MgO (около 3%).

Совсем иной комплекс фауны заключен в светлом мелкозернистом известняке, который лежит над мергелем и имеет мощность до 3 м. Брахиоподы здесь представлены крупными толстосторковыми гигантопродуктусами, а также стриастиферами; есть колониальные кораллы и хететиды. В шлифах определены разнообразные фораминиферы, водоросли *Calcifolium okense*, иглы морских ежей и др., а остракоды сравнительно редки.

По фауне и химическому составу (CaO 53,56%; MgO 0,70%; н. о. 2,20%; п. п. п. 43,28%) этот известняк вполне сходен с детритово-фораминиферовыми известняками, формировавшимися на мелководье, удаленном от суши (Осипова, Бельская, 1967). Мергель же, подстилающий известняки, представляет доломитово-известковые глинистые осадки тихоходной краевой лагуны, которые при нарастании трансгрессии были перекрыты морскими осадками. Различия в комплексах фауны этих двух соседних слоев таковы, что их нельзя объяснить только разными свойствами грунта или разной подвижностью и мутностью воды. Если с влиянием этих факторов можно связывать отсутствие остатков крупных брахиопод и колониальных кораллов в известково-доломитовом мергеле, то различия в составе микрофауны (масса фораминифер в известняке и отсутствие их в мергеле, где много остракод) несомненно обусловлены уже разными гидрохимическими особенностями среды на морском мелководье и в краевой лагуне. Эти различия отразились и в составе карбонатной части сравниваемых пород: степень доломитности (процентное содержание доломита по отношению к сумме карбонатов породы) мергелей составляет почти 37%, а у известняков она едва превышает 3%.

В отложениях двух лежащих выше горизонтов (веневского и тарусского) слабая доломитность обнаружена в нескольких глинистых детритовых известняках, формировавшихся в тихоходных периферических частях на юге бассейна (район городов Алексин и Таруса). В шлифах видно, что доломит в них представлен мелкими ромбоздрами (0,02—0,04 мм), то прозрачными, то заключающими микрозернистый карбонат или пирит; скелетные остатки в породах остаются не измененными — они не растворены и по ним доломит не развивается. Хотя степень доломитности этих известняков невелика (около 9%), комплекс фауны значительно обеднен: он состоит из мелких брахиопод (*Schizophoria*, *Eomarginifera*, *Rhipidomella*, *Antiquatonia* и др.) и немногих фораминифер, среди которых преобладает один вид — *Propermodiscus krestovnikovi*; одиночные кораллы мелкорослы и редки. Отсутствуют колониальные кораллы, крупные брахиоподы *Gigantoproductus*, а также *Striatifera*, водоросли *Calcifolium okense* и др. В то же время остатки всех этих организмов обильны в одновозрастных фораминиферово-детритовых известняках, представляющих осадки удаленной от берега зоны моря, которые очень чисты (среднее содержание MgO 0,61%) и по доломитности близки к генетически сходным известнякам михайловского горизонта, содержащим около 0,7% MgO .

В стешевском горизонте доломитовые породы седиментационного облика имеют уже большое распространение. На западе и юго-западе Московской синеклизы они слагают целые пласты доломитов и известково-доломитовых мергелей. Примером могут служить отложения верхней половины стешевского горизонта в Верхнем Поволжье (скв. 26 в 40 км западнее г. Ржева). Здесь они представлены доломитами, светло-серыми, микрозернистыми, обычно несколько глинистыми, мергелями и глинами; слои известняков редки (фиг. 1, I). В породах разного химического состава заключены различные остатки организмов. В доломитах



Фиг. 1. Седиментационные и эпигенетические доломиты в верхней части стешевского горизонта

I — Верхнее Поволжье (скв. 26); II — разрез по р. Мсте. 1 — глины; 2 — мергели известковые; 3 — мергели доломитовые; 4 — мергели доломитовые с раковинным детритом; 5 — известняки; 6 — доломиты седиментационные; 7 — доломиты седиментационные с трещинами усыхания; 8 — доломиты седиментационные глинистые; 9 — доломитизированные известняки; 10 — доломиты замещения; 11 — конкреции кремня. Остатки организмов: 12 — фораминиферы; 13 — хететиды; 14 — кораллы рифа (одиночные и колониальные); 15 — сирингопоры; 16 — крупные брахиоподы (*Giantoproductus*, *Striatifera*); 17 — мелкие брахиоподы, в том числе обедненный комплекс (*Eomarginifera*, *Camarotoechia*, *Orthotetes* и др.); 18 — *Desmichnus* («косые ходы»). Цифры слева от колонок — номера слоев; значки справа от колонок (так же и на фиг. 7) показывают присутствие остатков организмов в соответствующих слоях.

они очень бедны: это остатки рыб (слои 5, 9) или синезеленых водорослей (слои 11, 12). В известково-доломитовых мергелях, а иногда в глинах довольно многочисленны раковины мелких брахиопод и сетки мшанок, есть остатки пелеципод и остракод, но отсутствуют фораминиферы, кораллы и хететиды, которые встречаются только в известняках (фиг. 1, I, слой 2, 8).

Обеднение фауны по мере увеличения доломитности осадка хорошо видно при сравнении остатков, заключенных в слоях 3—5. В доломитово-известковом мергеле (слой 3), лежащем над известняком, есть мшанки, гастроподы, остатки рыб и брахиоподы; последние представлены 10 родами (*Fusella*, *Cleiothyridina*, *Composita*, *Avonia*, *Echinoconchus*, *Eomarginifera*, *Productus*, *Buxtonia*, *Orthotetes*, *Camarotoechia*). В мер-

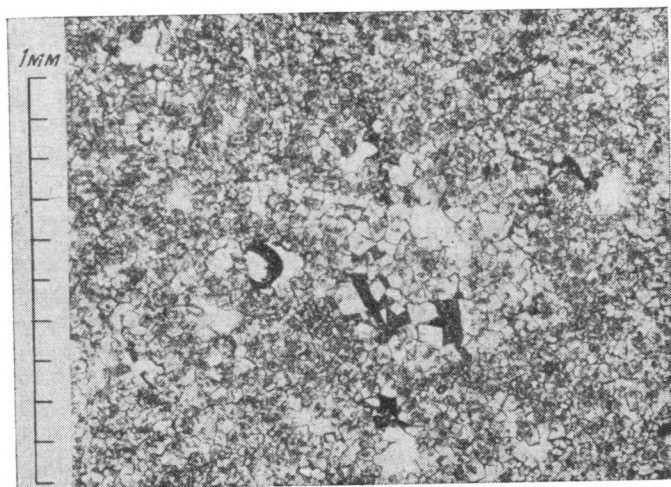
геле слоя 4 состав брахиопод сильно беднее: остаются только представители четырех последних из перечисленных родов брахиопод, мшанки и остатки рыб, а в лежащем выше доломите (слой 5) донные формы вообще отсутствуют и есть только остатки рыб. Отметим, что раковины брахиопод обычно сохраняют обе створки, у многих целы длинные иглы; часто полностью сохранены и тонкие сетчатые колонии мшанок. Такие особенности свидетельствуют о захоронении на месте обитания и позволяют считать, что отмеченные выше изменения в составе комплексов отражают обеднение донных сообществ, происходившее при возрастании солености. Наиболее чувствительными к повышению солености были фораминиферы, кораллы и хететиды, которые отсутствуют в породах, содержащих доломит, и приурочены только к известнякам (см. фиг. 1, слой 2, 8).

Судя по шлифам, в известняках (слой 2, 8) примесь доломита отсутствует; по составу и сохранности скелетных остатков, а также текстурным особенностям они не отличимы от обычных известняков. В мергелях основная масса микрозерниста, на ее фоне выделяются многочисленные мельчайшие (0,005—0,4 мм) прозрачные ромбоэдры, доломита, составляя до 40% площади шлифа. В доломитах такие ромбоэдры составляют около 80% площади шлифа. Между ромбоэдрами — тонкоотмученное глинистое вещество. О химическом составе доломитовых пород из стешевских отложений Верхнего Поволжья можно судить по данным из 8 обнажений (Самойлов и Пустовалов, 1926), находящихся в районе описанной нами скважины (анализировались и мергели, содержащие остатки брахиопод, мшанок и др.). На протяжении 25 км в породах изменяется в основном содержание нерастворимого остатка (от 9,4 до 20,9%), соответственно варьирует и содержание CaO (26—35,77%), MgO (14,22—20,9%) и CO_2 (36,87—42,4%), но отношение CaO к MgO меняется мало (1,5—2,1). Степень доломитности в среднем 80%. Среднее содержание других компонентов (по 8 анализам, в %): SiO_2 12,82; Fe_2O_3 0,56; Al_2O_3 2; TiO_2 0,04.

Из приведенных материалов видно, что доломитовые породы стешевского горизонта — типичные седиментационные образования: они характеризуются высокой и устойчивой степенью доломитности и специфически обедненным комплексом донной фауны. Чрезвычайная тонкость глинистых и карбонатных компонентов и особенности захоронения остатков организмов указывают на формирование осадков в тиховодных условиях. В одном из прослоев доломита есть трещины, заполненные водорослевыми пленками (см. фиг. 1, I, слой 11), свидетельствующие о кратковременном осушении дна и растрескивании осадка.

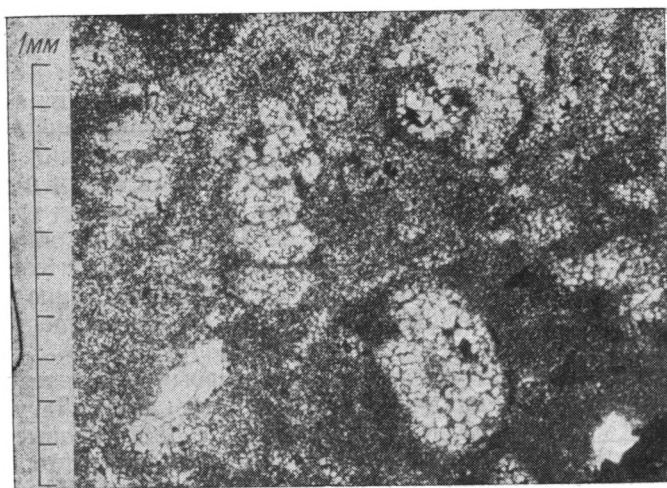
Метасоматические и седиментационные доломиты в визейско-намурийских отложениях северо-запада Московской синеклизы. Лагуна, в которой накапливались доломитовые и известкисто-доломитовые илы, длительно существовала на территории юго-западной части Московской синеклизы и Верхнего Поволжья (Осипова, Бельская, 1965). К северу и востоку от этого региона одновозрастные отложения представлены преимущественно карбонатными морскими образованиями. Среди них широко распространены доломиты иного — метасоматического — типа, которые развиты также в подстилающем тарусском и вышележащем протвинском горизонтах. Для северо-западной части Московской синеклизы образование доломитов путем замещения первично известковых осадков было установлено давно (Богданова, 1933, 1940; Вишняков, 1956), но нет единого мнения о времени образования доломитов и источниках магния. Одни авторы связывают доломитообразование с циркуляцией подземных вод в самых поверхностных частях земной коры (Богданова, 1940; Вишняков, 1956), другие, утверждают, что метасоматоз происходил в диагенезе за счет магния, осаждавшегося в процессе седиментации (Пичугин, 1968).

Для освещения этих вопросов на основе комплекса литологических и палеоэкологических данных рассмотрим карбонатные породы стешевского горизонта (толща «с» местной стратиграфической схемы) Боровичского и Тихвинского района. Они представлены зеленовато-серыми



Фиг. 2. Доломит замещения

Видны более крупные кристаллы доломита по стенкам пор.
Река Мста, стешевский горизонт, $\times 55$, николь один



Фиг. 3. Доломит замещения тонкозернистый с реликтами раковин фораминифер, с более крупными и прозрачными зернами доломита в их камерах

Река Мста, нижняя часть стешевского горизонта, $\times 55$, николь один

доломитами и светлыми, почти белыми известняками, то чистыми, то в разной степени доломитизированными; многие слои заключают конкреции темно-серого кремня, которые иногда сливаются в линзовидные прослои.

Среди доломитов преобладают песчаниковидные разности с характерным искристым блеском на изломе, тонко- и мелкозернистые (0,01—0,07 мм), изредка встречаются разности мелкозернистые (0,004—

0,01 мм). Форма зерен различна; много неправильных многоугольных зерен, но есть и хорошо образованные ромбоэдры, наиболее крупные из которых (до 0,08 мм) находятся по стенкам пор (фиг. 2). Обычно хорошо выражены структуры замещения: ромбоэдры и неправильные зерна имеют темную сердцевину (незамещенный участок известковой массы первичной породы) или центральные части зерен замутнены тончайшими частицами остаточного пелитоморфного карбоната. В доломитах много мелких пор по растворенным скелетным остаткам; иногда сохраняются единичные членики стеблей криноидей и очень редко удается в шлифах видеть реликты раковин фораминифер (фиг. 3).

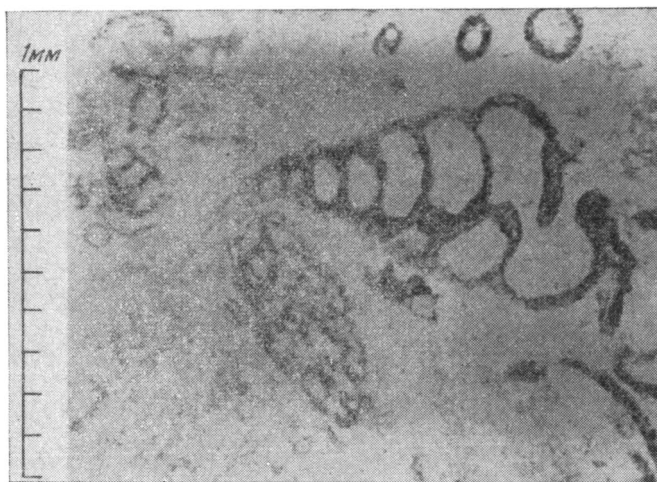
При осмотре единичных обнажений кажется, что доломиты слагают пласты, закономерен чередующиеся с известняками; но при прослеживании легко убедиться, что форма залегания доломитов, прихотливая, пятнистая: доломит быстро и резко сменяется известняком, который на коротком расстоянии может снова заместиться доломитом (фиг. 1, II). При этом различия в химическом составе очень велики: так, по данным З. А. Богдановой, в неизмененном известняке содержание CaO — 54,95%, MgO — 1,0%, а в песчаниковидном доломите соответственно 33,02% и 19%. Не менее значительны различия в сохранности скелетных остатков: в доломитах они растворены, но при этом хорошо сохраняются рядом, в неизмененных известняках. От раковин брахиопод и пелеципод, скелетов колониальных и одиночных кораллов, панцирей трилобитов в доломитах описываемого типа остаются отпечатки, ядра и полости; они воспроизводят детали строения скелетных остатков с такой полнотой, которая часто допускает даже видовое определение. Вполне возможно также проводить наблюдения над захоронением крупных остатков — их положением в слое, целостностью или фрагментарностью, количественными соотношениями и т. п.

На фиг. 1, II показаны отложения верхней части стешевского горизонта в обнажениях по р. Мсте (район г. Боровичи), отвечающие по стратиграфическому положению описанным в Верхнем Поволжье (скв. 26). Анализ захоронения, проведенный Р. Ф. Геккером и авторами статьи, показал, что остатки многих брахиопод и кораллов здесь сохранили прижизненное положение, другие несколько перемещены, но не несут следов окатывания и транспортировки и могут рассматриваться как остатки поселений, существовавших в этой фациальной зоне. Здесь были обнаружены многочисленные хететиды, колониальные и одиночные кораллы (*Lonsdaleia*, *Lithostrotion*, *Syringopora* и др.), известковые губки *Siderospongia*, разнообразные брахиоподы, как крупные (*Gigantoproductus*, *Striatifera*), так и мелкие (*Buxtonia*, *Schuchertella*, *Composita* и др.), пелециподы, гастроподы, головоногие моллюски, мшанки, трилобиты, части стеблей и членики морских лилий и др. В целом найденный здесь комплекс характерен для тех зон раннекаменноугольных морей, где воды были хорошо аэрированы, умеренно подвижны, с соленостью близкой к нормальной морской, и где отлагались чистые известковые осадки, содержащие около 1 % MgO .

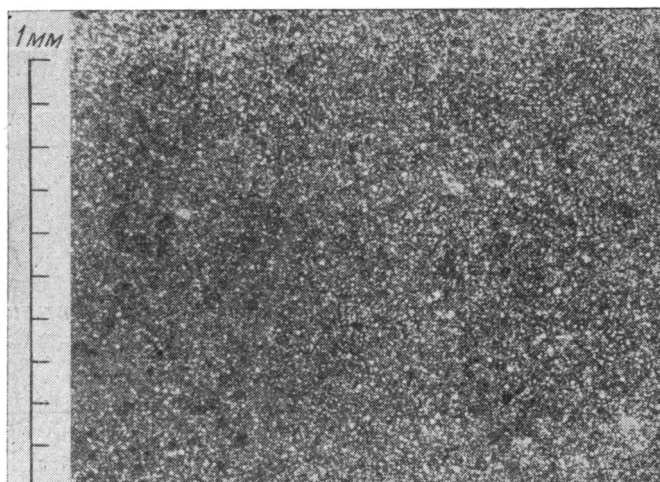
Приведенные выше данные и большой материал, обобщенный в других публикациях (Осипова, Бельская, 1965, 1967), показывают, что уже в тех условиях, при которых формировались породы со степенью доломитности около 10%, происходило значительное обеднение комплекса фауны. Поэтому нет оснований допускать, что в зоне, где обитал богатый комплекс морских организмов, магний мог поступать седиментационным путем в количествах, которые при диагенетическом перераспределении обеспечили бы высокую степень доломитности (77—89%), свойственную песчаниковидным доломитам с содержанием MgO 17—19%.

Имеются также другие данные, свидетельствующие о том, что в породах, содержащих богатый морской комплекс фауны, доломит практически отсутствовал и в диагенетическую стадию. В этом можно убе-

даться, изучая шлифы из кремневых конкреций, заключенных во многих слоях известняков и доломитов стешевского и протвинского горизонтов. Образование таких конкреций, сложенных в основном микро-и тонкозернистым халцедоном, происходило в диагенезе, как это установлено исследованиями многих авторов (Теодорович, 1935; Вишняков, 1953;



Фиг. 4. Остатки фораминифер, сохранившиеся в конкреции кремня, которая заключена в доломитах замещения
Река Мста, нижняя часть протвинского горизонта, $\times 55$, николь один



Фиг. 5. Доломит тонкозернистый седиментационный
Река Мста, нижняя часть протвинского горизонта, $\times 55$, николь один

Бушинский, 1954; Зарицкий, 1968). В них часто сохраняется органогенная структура известкового осадка и особенно хорошо фиксируются халцедоном тончайшие детали строения раковин фораминифер (фиг. 4) и других мелких скелетных остатков, которые совершенно исчезают в песчаниковидных доломитах, окружающих конкреции, или оставляют едва уловимые контуры. В шлифах из кремневых конкреций нередко видны незамещенные участки основной массы известкового осадка или

кальцитовые раковины, но никогда не наблюдаются ромбоэдры доломита.

Химические анализы показывают, что содержания MgO в кремневых конкрециях (окремненных известняках) невелики и очень близки к содержаниям в известняках того или иного региона. Так, в северо-западной части Московской синеклизы (р. Мста, ст. Угловка) содержание MgO в окремненном и чистом известняках практически одинаково (0,24 и 0,23%). На западном крыле (бассейн рек Граничная и Шлина) в кремневых конкрециях MgO 0,68%, а в известняках 0,68 и 0,88%. По-видимому, при образовании кремневых конкреций происходило как бы запечатывание того небольшого количества соединений магния, которое находилось в известковом осадке.

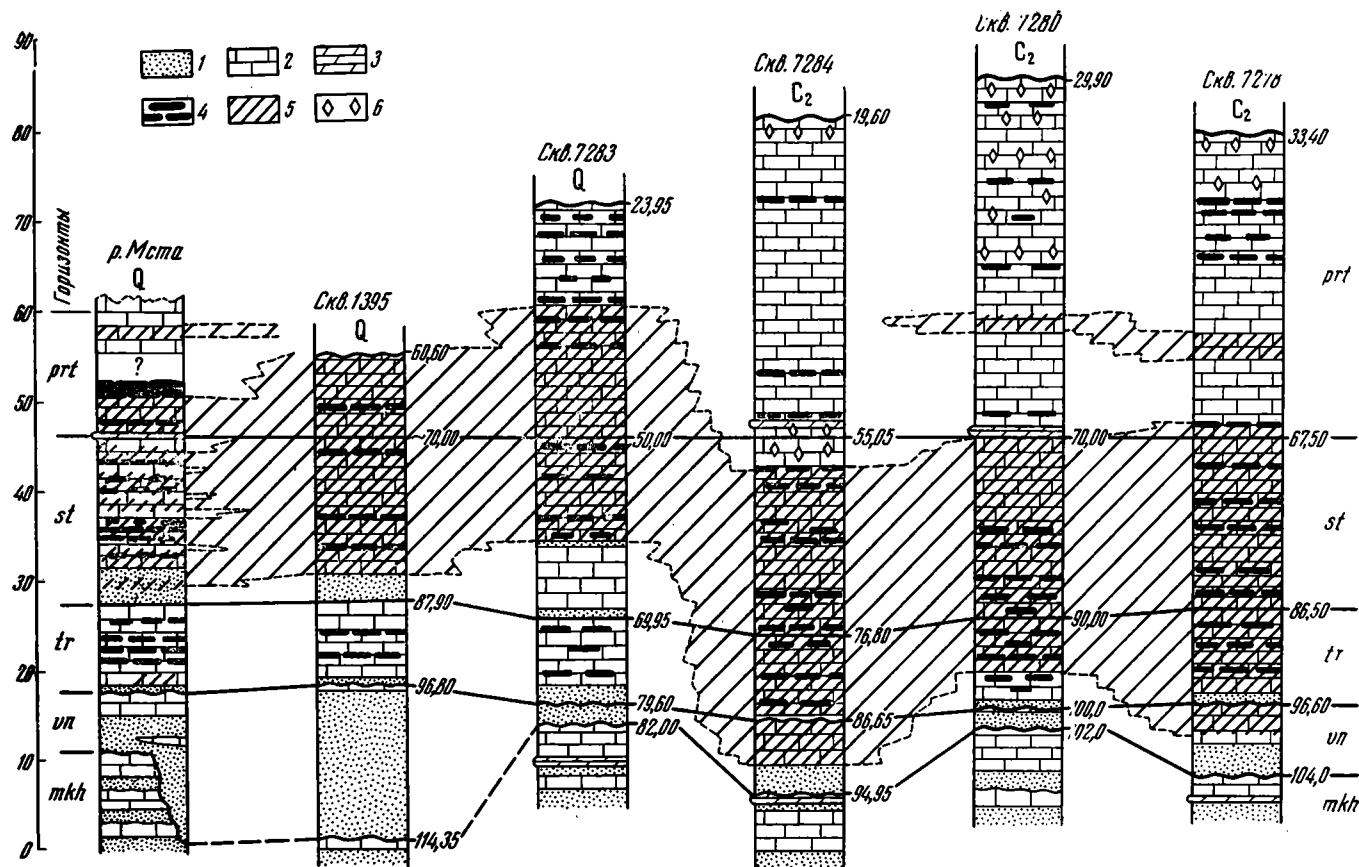
Таким образом, мы приходим к выводу, что сильная доломитизация известняков, заключающих остатки кораллов, хететид, известковых губок, крупных брахиопод и фораминифер, могла происходить только в постдиагенетическую стадию.

Следует отметить, что значительного диагенетического перераспределения доломита нами не наблюдалось. Приведенные выше материалы по стешевским отложениям Верхнего Поволжья показывают, что слои известняков, залегающие среди седиментационных доломитовых пород, остаются недоломитизированными (см. фиг. 1, I, слои 2 и 8). В других подобных случаях в известняках появлялись мелкие пятнистые скопления ромбоэдров доломита со следами метасоматоза по известковому осадку, но без явно выраженного растворения скелетных остатков и включающей их породы. Обычно эти скопления невелики; так, если из одного образца сделано 4—5 шлифов, то вкрапления ромбоэдров доломита обнаруживаются не во всех шлифах.

Седиментационные доломиты распространены не только в стешевском, но и в протвинском горизонте. В разрезах западной и северо-западной частей Московской синеклизы они часто приурочены к низам этого горизонта. В большинстве случаев эти доломиты весьма чисты (CaO 31,99—34,06%; MgO 18,46—20%; п.п.п. 44,88—46,86; н. о. 1—3%; Fe_2O_3 0,16—0,36%).

Во многих местонахождениях эти доломиты включают только остатки водорослей (Вишняков, 1956), но в самом основании протвинского горизонта на р. Мсте в тонкозернистом седиментационном доломите (фиг. 5) есть сетчатые мшанки и раковины многочисленных мелких брахиопод (*Camarotoechia pleurodon*, *Eomarginifera longispina*, *Antiquatonia khimenkovi*, *Fusella* и др.), сходных по видовому составу и экологическому облику с брахиоподами, населявшими доломитовые илы стешевской лагуны (Верхнее Поволжье).

При сравнении химического состава седиментационных доломитовых пород и поздних доломитов замещения видно, что все доломиты замещения характеризуются очень малым нерастворимым остатком (0,14—1,15%); следовательно, доломитизации подвергались известковые породы с ничтожной примесью иных компонентов. Среди седиментационных доломитовых пород также имеются очень чистые разности (доломиты основания протвинского горизонта), однако в других содержание нерастворимого остатка доходит до 20%, что является следствием формирования их в окраинных частях бассейнов (породы михайловского горизонта). Содержание SO_3 в доломитах замещения 0,01—0,24%, тогда как в седиментационных доломитовых породах 0,12—0,37%. Типичные седиментационные доломиты имеют высокую и устойчивую степень доломитности — 80—91%. В доломитах замещения степень доломитности также часто весьма высока (70—89%), но, как указывалось выше, она по простиранию слоя может быстро и резко снижаться до очень малых величин (2—4%).

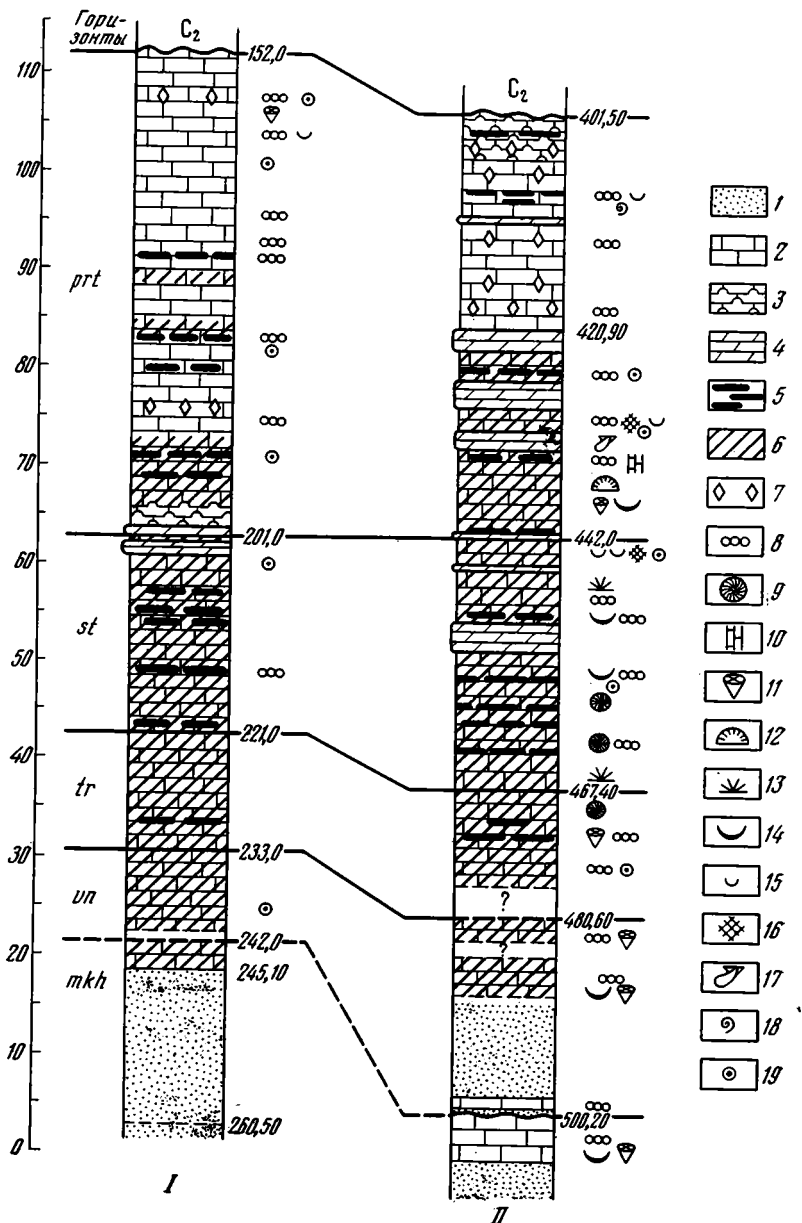


Фиг. 6. Распространение эпигенетической доломитизации в нижнекаменноугольных известняках в Боровичском районе
 1 — терригенные породы (глины, алевроиты, пески); 2 — известняки; 3 — доломиты седиментационные; 4 — конкреции кремня; 5 — доломиты замещения и сильно доломитизированные известняки; 6 — рассеянные ромбоздры доломита в известняках

С. Г. Вишняков обращал особое внимание на содержание Fe_2O_3 в эпигенетических доломитах: по анализам, приведенным в его работе, они содержат железа в 4 раза больше, чем недоломитизированные известняки того же горизонта (1,7 против 0,4%). Эти данные и присутствие в ромбоэдрах доломита бурожелезистых зон явились основанием для вывода о том, что процессы эпигенетической доломитизации осуществляются в окислительной среде, причем происходит привнос окислов железа извне и их фиксация в образующихся породах (Вишняков, 1956).

Однако проведенное нами изучение многочисленных шлифов из доломитов замещения показало, что ромбоэдры с железистыми зонами обычны в доломитах, образовавшихся в самых поверхностных зонах, и очень редки в скважинах. Содержание Fe_2O_3 в доломитах замещения стешевского и протвинского горизонтов 0,12—0,37%, т. е. оно равно или даже меньше содержания этого компонента в известняках (0,11—0,55%). Таким образом, вывод С. Г. Вишнякова о привносе железа при поздней доломитизации имеет не общее, а лишь частное значение.

Наложенный характер доломитизации особенно ярко выступает при сравнении разрезов скважин, расположенных северо-восточнее г. Боровичи. На фиг. 6 показаны разрезы нескольких из этих скважин, причем скв. 1395 находится в 30 км от обнажений на р. Мсте, остальные расположены в 14—16 км друг от друга, крайние точки удалены на 115 км (разрезы выровнены по подошве протвинского горизонта). Все скважины достаточно полно охарактеризованы керном, поэтому можно было при изучении карбонатных пород применить палеоэкологические критерии и использовать комплекс литологических данных. Метасоматические доломиты с кремневыми конкрециями, в которых сохраняются текстура и микрофауна исходных известняков, здесь широко распространены. Как видно на фиг. 6, в скв. 1395 доломитизацией охвачены все слои известняков стешевского горизонта и нижней части протвинского; неизмененными остаются тарусские известняки (толщина «b» по местной стратиграфической схеме). В скв. 7283 нижняя граница метасоматических доломитов перемещается вверх по стратиграфическому разрезу, а в скв. 7284 резко снижается: здесь доломитизацией охвачены уже не только стешевские, но и все тарусские отложения, а также верхи веневских (пачка «a₈» по местной стратиграфической схеме). Однако в скв. 7284 поздней доломитизацией не затронуты верхи стешевских и все протвинские известняки. В скв. 7280 нижняя граница метасоматических образований поднимается, так что неизменной остается верхняя часть тарусских отложений, а в скв. 7278 опять снижается: полностью доломитизированы породы веневского и тарусского горизонтов, а также лежащие выше стешевские отложения. Известняки протвинского горизонта в скважинах 7284, 7280 и 7278 почти не доломитизированы; в двух из этих скважин удалось обнаружить тонкозернистые седиментационные доломиты, залегающие, как и в обнажениях по р. Мсте, в самом основании протвинского горизонта. По однородному литологическому составу и залеганию этот маломощный слой (0,30—1 м) резко отличается от тел метасоматических доломитов. Очень изменчивая форма тел свойственна, в частности, метасоматическим доломитам тарусского горизонта, хотя местами, например в карьере Пикалево (Тихвинский район), поздняя доломитизация настолько интенсивна, что может создаться ложное представление о пластовом характере доломитовых тел. Именно так охарактеризовал доломиты этого горизонта М. С. Пичугин (в докладе на втором семинаре по результатам глубокого бурения), который рассматривает их как седиментационно-диагенетические образования. Однако среди метасоматических доломитов в карьере Пикалево есть участки слабо доломитизированного известняка. В них нами обнаружены раковины крупных гигантопродуктусов, остатки колониальных кораллов (*Lonsdaleia*, *Corwenia* и др.), хететид, известковых губок и др., т. е.



Фиг. 7. Распространение эпигенетической доломитизации в нижнекаменноугольных известняках погруженной части Московской синеклизы

I — район г. Бежецка (скважина близ д. Киевка); II — скважина в г. Красный Холм. 1 — терригенные породы (глины, алевроиты, пески); 2 — известняки; 3 — известняки водорослевые; 4 — доломиты седиментационные; 5 — конкреции кремня; 6 — доломиты замещения и сильно доломитизированные известняки; 7 — рассеянные ромбодры доломита в известняках. Остатки организмов: 8 — фораминиферы; 9 — хететиды; 10 — сирингопоры; 11—13 — кораллы ружога (одиночные, массивно-колоннальные и ветвистоклоннальные); 14 — крупные брахиоподы (*Gigantoproductus*, *Srtialifera*); 15 — мелкие брахиоподы; 16 — мшанки; 17 — двустворчатые моллюски; 18 — гастроподы; 19 — членики кринидей

комплекс тех форм, которые не могли существовать даже при слабом повышении солености. Таким образом, наши данные полностью подтверждают заключения С. Г. Вишнякова (1956) о поздней доломитизации известняков этого горизонта.

Особенности проявления эпигенетической доломитизации в погруженных частях Московской синеклизы. Метасоматические доломиты,

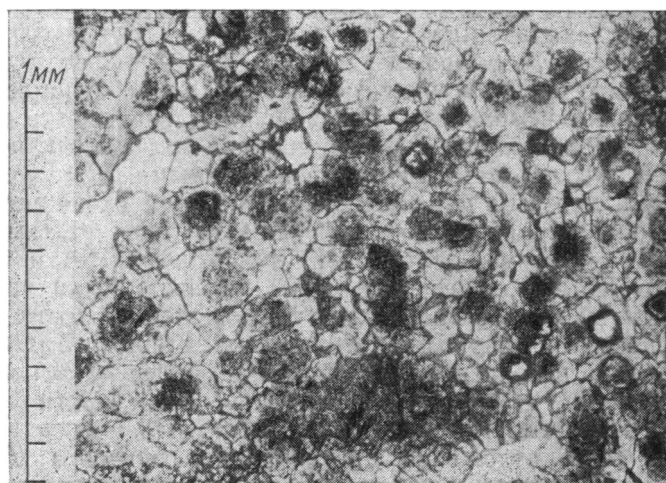
чрезвычайно сходные с описанными в разрезах р. Мсты, имеют большое развитие и в погруженных частях Московской синеклазы. Например, в скважине, пробуренной недавно в районе г. Бежецка (д. Киевка), такие доломиты резко преобладают на глубине 190—245 м, слагая низы протвинского горизонта, стешевский, тарусский, веневский горизонты и верхнюю часть михайловского горизонта. Доломиты седиментационного типа с остатками водорослей обнаружены только в основании протвинского горизонта и в самых верхах стешевского (фиг. 7, I). В метасоматических доломитах остатки фауны имеют плохую сохранность, так что определения фораминифер удалось сделать только в шлифах из кремневых конкреций. Значительно лучше микрофауна сохранилась в верхах описываемого разреза, отвечающих большей части протвинского горизонта и представленных известняками, слабо перекристаллизованными и местами пятнисто доломитизированными. Следует отметить, что материал, которым мы располагали по этой скважине, состоял из небольших образцов пород и шлифов, взятых через каждый метр.

Из другой скважины, пробуренной в г. Красный Холм (около 65 км северо-восточнее Бежецкой скважины), образцы были взяты гораздо чаще: из каждой макроскопически отличающейся разности карбонатных пород, а в пределах однородных слоев — через 0,50 м. Благодаря полному отбору керн и большому его диаметру (более 10 см) можно было собрать остатки макрофауны, отметить особенности захоронения, а также характерные текстуры пород (фиг. 7, II).

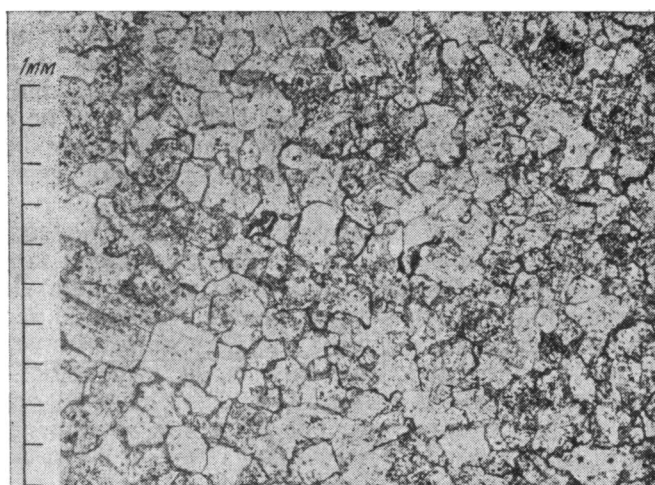
Верхняя часть отложений протвинского горизонта (до глубины 421 м) сложена светлыми известняками, то водорослевыми, то микрозернистыми с остатками остракод, гастропод и брахиопод или фораминифер. Конкреции кремня здесь сравнительно редки. Обнаружен только один слой седиментационного доломита. Тонкие секущие трещины и мелкие поры в породах заполнены прозрачным гипсом. В известняках много крупных каверн (видимые размеры 12×5 см), заполненных красными и зелеными среднекарбоновыми глинами. Возле каверн известняки нередко брекчированы, прокрашены окислами железа; местами много стилолитов. Часто известняки перекристаллизованы и приобретают «сахаровидный» облик. Все эти изменения связаны с предверейскими континентальными процессами (Швецов, 1938), но они не сопровождались интенсивной доломитизацией: ромбоэдры доломита в основном приурочены к стенкам пор, реже образуют пятнистые скопления в известняках.

Ниже, с глубины 421 м и до глубины 488 м (где появляются терригенные породы), разрез представлен доломитами, среди которых, как в Бежецкой скважине, преобладают доломиты замещения. Доломиты седиментационного типа слагают отдельные слои в нижней части протвинского и в верхах стешевского горизонта. Это микрозернистые (размер зерен до 0,01 мм), часто слабо сцементированные породы, белые, реже розоватые (от проникновения окислов железа), иногда тонкослоистые за счет появления более глинистых прослоек или водорослевых пленок, сложенных темным криптозернистым (зерна мельче 0,001 мм) карбонатом. В некоторых прослоях есть полигональные трещины, заполненные зеленоватым глинистым материалом. Остатки фауны отсутствуют или крайне скудны; в одном слое найдены ядра угнетенных пелеципод, в другом — единичные брахиоподы, в третьем — обломки костей рыб. Со всем иной облик имеют доломиты замещения, очень крепкие массивные (сливные) породы, серые или коричневато-серые, с резко выраженными следами растворения. Растворены не только скелетные остатки, но и крупные участки породы — в керне видны каверны, нередко размером более 15 см; обычно они заполнены гипсом, а иногда и ангидритом, но некоторые каверны остаются пустыми. В шлифах видно, что среди доломитов этого типа преобладают тонко- и мелкозернистые разности

(размер зерен 0,01—0,02 мм; 0,04—0,20 мм); микрозернистые разности (зерна мельче 0,01 мм) редки. Зерна доломита обычно заключают остаточный пелитоморфный карбонат. Если участки такого карбоната относительно крупны (до 0,1 мм), порода в шлифе выглядит мелкопятнистой; создается своеобразная «оспенная» структура, очень характерная для доломитов замещения (фиг. 8). При более интенсивном замещении



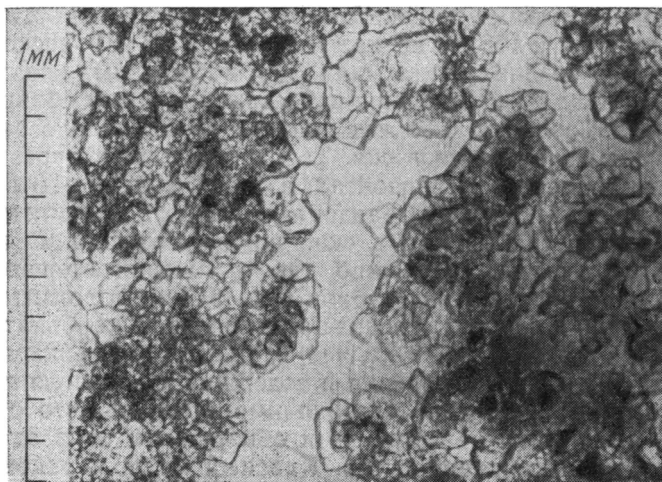
Фиг. 8. Доломит замещения с сохранившимся внутри ромбоэдров пелитоморфным карбонатом (оспенная структура)
Скважина Красный Холм, тарусский горизонт, глубина 481,60 м, $\times 55$
никель один



Фиг. 9. Доломит замещения с мозаичной структурой
Скважина Красный Холм, тарусский горизонт, глубина 469,0 м, $\times 55$
никель один

остается мало пелитоморфного карбоната и он довольно равномерно запыляет аллотриоформные зерна, которые, плотно срастаясь, образуют мозаичную структуру (фиг. 9). Наиболее крупные (до 0,30 мм) и правильные ромбоэдры доломита находятся по стенкам пор, которые почти всегда заполнены гипсом (фиг. 10). Сравнительно редко в доломитах за-

мещения сохраняются пятна первичной породы и, судя по изученным шлифам (более 250), содержание доломита обычно превышает 75%. Часто наблюдаются реликты скелетных остатков, но определяемые остатки микрофауны сохраняются в основном в конкрециях кремня, которые особенно часты в отложениях стешевского горизонта. Изучая конкреции, легко убедиться, что породы, подвергшиеся доломитизации, были детрито-фораминиферовыми известняками, не содержащими примеси терригенного материала. Тончайшие прослойки, обогащенные



Фиг. 10. Доломит замещения мелкозернистый с крупными порами, заполненными гипсом

Скважина Красный Холм, тарусский горизонт, глубина 461,0 м, $\times 55$
никель один

зернами кварца (алеврит и мелкий песок), отмечены лишь в самом основании карбонатной толщи. О формировании первичных осадков в нормальных морских условиях свидетельствуют не только присутствие разнообразных и крупных раковин фораминифер, но и остатки одиночных и колониальных кораллов, хететид, крупных брахиопод (*Gigantoproductus*, *Striatifera*), собранные нами из многих слоев доломитов замещения (веневский — протвинский горизонты, фиг. 7, II) и определенные Т. Г. Сарычевой и Т. А. Добролюбовой.

В сходных условиях образовались и известняки михайловского горизонта, которые залегают глубже (500—505 м), но не подверглись доломитизации и даже не сильно перекристаллизованы; только в самом верхнем слое есть небольшие (до 1 см) скопления гипса в полостях от растворенных раковин.

Изучение пород Краснохолмской скважины позволило установить следующие особенности проявлений поздней доломитизации и сульфатизации.

1. Доломитизация была относительно слабой в известняках со следами древнего карста (крупные полости, заполненные глиной), залегающих под эрозионной среднекарбоневой поверхностью.

2. Наиболее сильно доломитизированы породы на глубине 421—488 м, где подверглись доломитизации как небольшие слои известняков, перемежающиеся с доломитами седиментационного типа, так и пачки мощностью 9—25 м, не содержащие седиментационных доломитов.

3. Доломитизацией совершенно не затронуты слои известняков михайловского горизонта, которые покрываются и подстилаются глинами, алевритами и песчаниками и как бы запечатаны в них.

4. Сульфаты (гипс, реже ангидрит) пассивно заполняют поры и пустоты в карбонатных породах, доломитизированных и совсем не измененных. Сульфатизацией охвачены и породы, слагающие низы визейского разреза (глубина 505—536 м): гипс местами цементирует пески, проникает в прослой угля и заполняет секущие трещины в глинах.

Следует отметить, что мы нигде не наблюдали генетическую сопряженность метасоматической доломитизации и ангидритизации, а также активное воздействие ангидрита на окружающие породы, описанные Л. М. Бириной (1965).

Менее полные данные по скважинам г. Кашин и д. Торгашино (соответственно в 80 км и 165 км южнее г. Красный Холм) несколько дополняют сведения о поздних изменениях: так, в некоторых слоях доломитов замещения в порах по растворенному детриту раковин обнаружен кварц (кристаллы размером до 0,10 мм), иногда почти нацело заполняющий поры. Доломиты замещения в скв. Торгашино есть в протвинском, стешевском и михайловском горизонтах, а в скв. Кашин — в протвинском, стешевском и михайловском горизонтах. Однако доломитизация здесь была значительно слабее, чем в скв. района Бежецка и г. Красный Холм. Например, в скв. Торгашино, где отложения стешевского-веневского горизонтов вскрыты на глубине 474—515 м, доломиты замещения обнаружены только на двух уровнях и в основном карбонатные породы представлены известняками, большей частью органогенными; они не несут следов сильного растворения и содержат небольшую примесь раннедиагенетического доломита. Необходимо отметить, что столь слабо измененные известняки не были нами обнаружены ни в одном шлифе из синхроничных отложений в скв. Красный Холм и района Бежецка, хотя в последней эти отложения залегают на значительно меньших глубинах (201—242 м). Эти данные, как и приведенные выше материалы о распространении доломитов замещения в скважинах, находящихся северо-восточнее г. Боровичи, показывают, что интенсивность поздней доломитизации не стоит в прямой зависимости от возрастания глубин залегания, а носит локальный характер.

Этот вывод подтверждается данными по скважинам, пробуренным на западе, юго-западе и юге синеклизы (западнее линии г. Валдай — Москва — ст. Мосолово) — Кувшиново, западнее г. Волоколамска, близ г. Вязьмы, в районе городов Сухиничи и Калуга, между Серпуховом и Москвой, в районе Рязани. Во многих из них имеются седиментационные доломиты (преимущественно в стешевском горизонте), но, как показали наши исследования, отсутствуют доломитизированные известняки и доломиты замещения. Однако к востоку от ст. Мосолово, в зоне Окско-Цнинских поднятий, снова наблюдаются поздние изменения. Нами они установлены в скважине близ г. Касимова, где окские известняки имеют мощность около 30 м.

В низах этой толщи (глубина 255—264 м, алексинский горизонт) известняки доломитизированы, поры и пустоты в них заполнены гипсом, изредка встречаются новообразования кварца по порам. Доломитизация весьма неравномерная — часто в пределах одного шлифа виден переход от известняков с редко рассеянными ромбоэдрами доломита к почти нацело доломитизированной породе. Заметна избирательность доломитизации: микрослоистые известняки или детритовые известняки с обильным цементом доломитизированы сильнее, чем фораминиферовые известняки, в которых цемента мало. Зерна доломита хорошо образованы и относительно крупны (0,02—0,10, реже до 0,35 мм); в центре ромбоэдры замутнены остаточным карбонатом, иногда видна зональность за счет соответствующего расположения тончайших частиц остаточного карбоната или окислов железа. Гипс заполняет мелкие поры (в основном по растворенному детриту) в карбонатных породах; сульфатизация начинается там же, где доломитизация, но распространяется и глубже,

в подстилающие породы, где гипс цементирует пески и образует прожилки в глинах. Но линзовидный слой тульского известняка, заключенный в глинах, не затронут ни сульфатизацией, ни доломитизацией. По-видимому, в этот известняк, как и в сходные по условиям залегания нижние пачки известняков скв. Красный Холм, доломитизирующие растворы не могли проникнуть. В целом изменения пород здесь слабее, чем в описанных выше скважинах: нет сильного растворения пород и крупных скелетных остатков, доломитизированные известняки обычно не утрачивают характерные структурные и текстурные особенности.

Об эпигенетическом происхождении некоторых раннекаменноугольных доломитов Волго-Уральской области. На территории, персходной к Волго-Уральской области, Л. М. Бириной (1953) были описаны доломитизированные породы, по интенсивности доломитизации сходные с наблюдавшимися нами в Касимовской скважине. Так, в скважинах Юлово-Ишима в низах толщ карбонатных визейских пород, вскрытых на значительных глубинах (около 500 и 900 м), она различала под покровом доломитизации обычные типы окских известняков: органогенно-детритовые с остатками кораллов и других организмов и микрослоистые с тончайшими прослойками, обогащенными органическим веществом. Поздние доломиты были обнаружены Л. М. Бириной также среди визейских карбонатных пород в скв. Непейцино (примерно в 125 км севернее г. Касимова). Присутствие остатков кораллов в доломитизированных известняках и доломитах отмечено ею для расположенных восточнее скважин города Горького, Сундыря и Иссы. С точки зрения других исследователей, присутствие остатков фауны, а также большая изменчивость степени доломитизации пород свидетельствуют о раннедиагенетическом происхождении доломитов (Ильина и др., 1958).

Для разрешения этого вопроса был проведен палеоэкологический анализ фауны с целью установить, организмам какой экологической группировки принадлежат остатки, найденные в доломитовых породах, — формам, способным выносить повышенную соленость или обитавшим только в нормальных морских условиях? Были использованы списки определений кораллов и брахиопод (с точной привязкой к глубинам), которые нам предоставили сотрудники ПИН Т. А. Добролюбова, Н. В. Кабакович, Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская, определявшие сборы из многих глубоких скважин, пробуренных в Волго-Уральской области.

Интересные результаты получены по скв. Байтуган, где из визейских и ранненамюрских отложений было собрано много кораллов (80 экз.) и брахиопод (более 40 экз.). Среди последних в тарусском горизонте (глубина 1002—1012 м) обнаружены остатки строфоменид и спириферид, которые переносили несколько повышенную соленость и могут встречаться в слоях седиментационного доломита (Осипова, Бельская, 1967). Все другие остатки из карбонатных пород принадлежат организмам, которые не могли существовать в тех частях бассейна, где оседался доломит, — это колониальные кораллы *Lonsdaleia*, *Syringopora*, одиночные кораллы *Palaesmilina*, брахиоподы *Striatifera*, *Gigantoproductus*, а также *Chaetetes*. Присутствие их в сильно доломитизированных известняках (адексинский — веневский горизонты) и доломитах стешевского горизонта, где на глубине 963—973 м найден особенно богатый комплекс (Познер и др., 1957), определенно свидетельствует об эпигенетической доломитизации. Такое же происхождение имеют пористые перекристаллизованный доломиты в скв. Шугурово, содержащие *Chaetetes* и *Striatifera* (верхи визе, по В. М. Познеру и др.) и в скв. Мелекес. Здесь остатки кораллов переполняют некоторые прослои доломита в веневском горизонте и отмечены в доломитах стешевского и протвинского горизонта (Семихатова и др., 1959). По определениям Т. А. Добролюбовой видно, что остатки кишечнополостных из этих трех горизонтов (на глубинах

1259,90—1266,90; 1295—1301; 1402—1409,6 м) близки по родовому составу и принадлежат в основном *Lonsdaleia*, *Palaeosmilia*, *Chaetetes*.

Большой палеонтологический материал получен по Ямашинской скв. 15 (Татария), пройденной почти с полным отбором керна (Юльметов и др., 1962). Отложения алексинского-протвинского горизонтов, вскрытые на глубине 764—972,5 м, представлены в основном доломитами мелко- и микрозернистыми, обычно сильно трещиноватыми, иногда брекчированными, крупнокавернозными, местами с реликтивно-органогенной текстурой. Прослои доломитизированных известняков отмечены только в основании алексинского, верхней половине стешевского и протвинском горизонтах. Трещины во всех породах выполнены гипсом и ангидритом; прослои, желваки и линзы ангидрита особенно часты в доломитах Михайловского и венецкого горизонтов.

Остатки кораллов и брахиопод обнаружены во всех горизонтах, кроме венецкого. К той экологической группировке, которая могла существовать в зоне накопления седиментационных доломитовых илов, принадлежат только брахиоподы *Fluctuaria undata* и *F. venevi*; они образуют банки в кровле тарусского горизонта. Но большая часть доломитов тарусского горизонта и литологически сходные отложения других горизонтов охарактеризованы богатым комплексом кораллов, в котором преобладают остатки *Lonsdaleia*, *Palaeosmilia* и часты *Dibunophyllum*. Кроме того, присутствуют остатки еще 5 родов кораллов ругоза (*Endophyllum*, *Clisiophyllum*, *Carcinophyllum*, *Corwenia*, *Koninckophyllum*), а также *Syringopora*, *Chaetetes*. Из брахиопод наиболее часты *Striatifera*, *Gigantoproductus*, встречаются *Semiplanus*, *Athyris* и спирифериды. Нахождение в доломитах остатков этих организмов — индикаторов условий открытого моря, не оставляет сомнений в том, что значительная часть доломитов в районе Ямаши представляет собой эпигенетические образования.

* * *

Изложенный материал показывает, что в раннекаменноугольных отложениях Московской синеклизы значительное распространение имели доломитовые породы седиментационного и эпигенетического происхождения; диагенетическое перераспределение доломита было выражено относительно слабо.

Седиментационные доломиты, существование которых в последнее время отрицалось некоторыми исследователями (Л. М. Бирин), накапливались в основном в лагунах, по периферии морского бассейна. Одновременно в зонах, удаленных от берега, отлагались органогенные известковые осадки, населенные богатым комплексом донных организмов. Эти выводы не согласуются с представлением А. Б. Ронова (1956), сложившимся на основании геохимических исследований, согласно которому в визейском море Московской синеклизы и Волго-Уральской области чистые известковые осадки как бы опоясывали древние области размыва, а области доломитообразования располагались вдали от берега.

Палеоэкологическое и литологическое изучение показало, что раннекаменноугольные карбонатные породы Московской синеклизы и Волго-Уральской области местами претерпели интенсивную эпигенетическую доломитизацию и растворение. Однако остается открытым труднейший вопрос об источниках тех больших количеств магния, которые необходимы для превращения известняков, первично содержащих не более 1% MgO, в доломитовые породы с содержанием MgO около 15—19%.

Как известно, многие исследователи допускают, что доломитизация могла происходить за счет магния подземных вод, который поступал в результате обменных реакций, выщелачивания доломитов (более древних или залегающих в той же толще) или из лежащих выше отложений.

Представления о масштабе доломитизации различны: одни исследователи доказывают, что за счет магния, содержащегося в подземных водах, возникают лишь прожилки доломита, небольшие пятна и заполнения пор; другие считают, что образуются крупные линзовидные тела размером от нескольких метров до нескольких сот метров, реже нескольких километров (Landes, 1966; Вишняков, 1956). А. И. Осипова описала доломитизацию палеогеновых известняков Средней Азии, связанную с проникновением в них вод и нефти, причем доломитизацией были охвачены слои мощностью до 12 м, протягивающиеся на сотни метров (1964).

Возможность сильной доломитизации каменноугольных известняков Русской платформы растворами, проникавшими сверху, опровергается расчетами, проведенными Н. М. Страховым (1956), а также особенностями распределения метасоматических доломитов, описанными на Самарской Луке и по скважинам Московской синеклизы. Однако возможность и масштабы доломитизации за счет вод, восходящих из более глубоких горизонтов, пока не оценены, хотя имеются данные гидрогеологов, свидетельствующие о подъеме минерализованных глубинных вод и разгрузке их в более высоких горизонтах. При этом возникают гидрохимические аномалии, являющиеся показателями каких-то нарушений сплошности пород (зон трещиноватости или разломов). Такие аномалии обнаружены во многих районах Волго-Уральской области, в частности на Самарской Луке, в скважинах Пилюгиню, Елабуга, Голышурма и др. (Гатальский, 1954; Кротова, 1957). Высокое содержание брома в этих восходящих водах дает основание считать, что они поднимаются из девонских отложений, а в районе Арлана даже из бавлинской серии протерозоя (Кротова, 1962). Возможно, что доломитизация пород в Ямашинской скважине, где отмечены сильная трещиноватость и брекчирование пород, осуществлялась такими водами.

В последнее время разрывные нарушения обнаружены в северной части Московской синеклизы, в пределах Солигаличско-Чухломской зоны поднятий, где издавна известны восходящие соляные источники (Гольц, Журавлев, 1968). Отложения нижнего карбона сейчас здесь находятся в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена с минерализацией вод до 100 и 270 г/л. Эти факты заставляют поставить вопрос о пересмотре взглядов на генезис доломитов визейско-намульского возраста, местами загипсованных, вскрытых скв. Солигалич, которые рассматривались как отложения морского бассейна с повышенной соленостью вод (Швецов, 1954; Ронов, 1956; Ильина и др., 1958).

Напомним, что американскими исследователями установлен особый тип доломитов замещения, связанный с разломами или зонами трещиноватости (Данбар и Роджерс, 1962). Эти тектонически контролируемые доломиты именуются T-dolostones; некоторые из них ассоциируются с рудами свинца и цинка (Hewett, 1928). Эпигенетические T-доломиты, не связанные с рудами, описаны из кембрийских, ордовикских, нижедевонских и нижекаменноугольных отложений США (Friedman, Sanders, 1967). Отмечено, что в ордовикских эпигенетических доломитах (Cool Creek Formation) нет следов первичной структуры осадка, хорошо сохраняющейся в известняках, примыкающих к доломитизированной зоне. Изотопный анализ показал обогащение этих доломитов тяжелыми изотопами кислорода (O^{18}) и углерода (C^{13}). Это рассматривается как доказательство того, что доломитизация осуществлялась рассолами, претерпевшими испарительную концентрацию, а не связана с магматогенными процессами.

Из приведенных далеко не полных данных видно, что эпигенетическая доломитизация — лишь часть крупной общей проблемы взаимодействия подземных вод и пород, которая требует согласованной коллективной работы представителей разных специальностей — литологов, палеоэкологов, гидрогеологов, геохимиков, тектонистов и др. Одной из задач

этой работы должно быть выяснение возможной связи локальной эпигенетической доломитизации с зонами нарушений, по которым могли поступать сильно минерализованные восходящие воды из более древних осадочных толщ. Хорошим объектом для таких исследований могут быть отложения нижнего карбона, которые достаточно полно изучены в фациальном отношении. Именно на такой основе, как указывал Н. М. Стратов (1957), должны проводиться более углубленные (в частности, геохимические) исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бирин Л. М. К петрографической характеристике алексинской, михайловской и веневской толщ окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна и некоторые данные по западному крылу.— В сб.: Петрография углей и известняков Подмосковского бассейна. Тр. ВИМС, М.—Л., 1938, вып. 119.
- Бирин Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Бирин Л. М. О метасоматическом происхождении ангидритов в палеозое центральной части Русской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 26, вып. 5.
- Бирин Л. М. Кремнисто-ангидритовые образования в палеозое центральной части Русской платформы.— Минералог. сб., № 19, 1965, вып. 3.
- Богданова З. А. Карбонатные породы карбоновых отложений. Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР, вып. 3. Ленинградская область. Л.—М.—Новосибирск, ОНТИ, 1933.
- Богданова З. А. К литологии карбонатных пород нижнего карбона Подмосковского бассейна. Литологический сборник памяти профессора С. Ф. Малявкина, вып. 1. М.—Л., Гостеолиздат, 1940.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, М., вып. 156, 1954.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский А. П. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. Доклады. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вишняков С. Г. Кремнистые образования нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы.— Тр. ВНИГНИ, 1954, вып. 9.
- Гольц С. И., Журавлев А. В. Тектоника и вертикальная зональность подземных вод (на примере Костромского Заволжья).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 2.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии, ч. III, гл. 13. Карбонатные породы. Пер. с англ. М., Изд. иностр. лит., 1962.
- Зарицкий П. В. Кремнистые конкреции в известняках угленосных отложений Донбасса и их генезис.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Иванова Е. А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины.— Тр. ПИН АН СССР, М.—Л., 1949, т. 21.
- Ильина Н. С., Елина Л. М., Рыжова А. А. и др. Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, М., Гостоптехиздат, 1958.
- Кротова В. А. О гидрохимических аномалиях на территории Волго-Уральской области.— В сб.: Геология и геохимия I (VIII). Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Тр. ВНИГРИ, Л., 1962, вып. 191.
- Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород (на примере отложений палеогена Средней Азии).— В кн.: Химия земной коры, т. II, М., «Наука», 1964.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 5.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы. Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Пичугин М. С. Процессы метасоматической доломитизации в палеозое Русской платформы (тезисы доклада).— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968, т. 43, вып. 3.
- Познер В. М. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения.— Тр. ВНИГРИ, Л., 1957, вып. 112.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт).— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.

- Самойлов Я. В., Пустовалов Л. В. К литологии карбонатных осадочных пород. Известняки и мергеля Поволжья Тверской губернии. Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлургии. М., 1926, вып. 26.
- Семихатова С. В. и др. Материалы к изучению каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтеносной области. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии.— Сов. геология, 1945, сб. 6.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. ИГН АН СССР, М., 1951, вып. 124.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР, М., 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. Введение. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 13, вып. 4.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы, кн. 2. Тр. ПИН АН СССР, М., 1953, т. 43.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в дивантскую эпоху. Тр. МГРИ, М., 1938, т. 12.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Юльметов Ш. Ф. и др. Стратиграфическое расчленение и литолого-палеонтологическая характеристика каменноугольных отложений, вскрытых Ямашинской скв. 15.— Тр. Татарского нефт. н.-и. ин-та, Бугульма, 1962, вып. IV.
- Friedman G. M., Sanders J. E. Origin and occurrence of dolostones. In: «Carbonate rocks». Elsevier Publ. Co, Amsterdam—London—New York, 1967.
- Hewett D. F. Dolomitization and ore deposition.— Econ. Geol., 1928, v. 23.
- Landes K. K. Porosity through dolomitization.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, v. 30.

Палеонтологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
4.IX.1969 г.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЕВРАЗИИ
**СТАТЬЯ 1. ДОВЕНДСКИЕ ПОДНЯТИЯ КАК ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ
КОМПОНЕНТОВ**

В. Н. ХОЛОДОВ

В вендско-кембрийских осадочных толщах Евразии широко распространены ванадиеносные фтаниты, пластовые фосфориты, железные и марганцевые руды, а также кварциты и глинистые сланцы.

В результате анализа металлогенической специфики докембрийских поднятий и палеоклиматической обстановки автор приходит к выводу о том, что именно древние континенты служили главными поставщиками рудного материала; за счет их разрушения в условиях гумидного климата возникали типичные ассоциации осадочных руд венда и кембрия.

I

Вендско-кембрийское время охватывает довольно большой интервал геохронологической шкалы. Продолжительность венда Б. М. Келлер и др. (1968) оценивают почти в 100 млн. лет по абсолютному исчислению (675—570 млн. лет), а Комиссия по определению абсолютного возраста — 90 млн. лет (570—480 млн. лет). Естественно, попытка нарисовать общую палеогеографическую или палеометаллогеническую картину за такой большой отрезок времени является весьма приблизительным обобщением. Кроме того, вендские отложения, уверенно выделяемые в пределах Восточного Казахстана, Тянь-Шаня и Сибири, не обособлены от рифейских толщ Алтае-Саянской области и Приморья СССР, а на территории КНР им соответствует, по-видимому, лишь верхняя часть синийских отложений; таким образом, нижняя граница интересующего нас стратиграфического интервала местами довольно неопределенная. Однако потребность охарактеризовать хотя бы в самом общем виде обстановку образования вендско-кембрийских толщ настолько велика, что приходится принять известную условность их стратиграфического объема, особенно если она не сказывается на точности теоретических построений.

В изучаемый отрезок времени большие площади Азиатского материка были покрыты водами неглубоких эпиконтинентальных морей. Во многих районах Казахстана, Тянь-Шаня, Кузнецкого Алатау, в Саянах, Приморье и смежных областях МНР и КНР широко распространены их осадки — черные углеродисто-кремнистые сланцы, или фтаниты, фосфориты, железо-марганцевые руды, доломиты, известняки, терригенно-глинистые сланцы, кварциты и тиллитоподобные породы.

Характерная геохимическая особенность вендско-кембрийских бассейнов — присутствие в их осадках большого количества хемогенного, органогенного и терригенного кремнезема. Так, в углеродисто-кремнистых фтанитах Большого Каратау содержится 70—90% SiO_2 , причем только 2—3% из них — терригенный кварц; остальная масса породы представляет собой аутигенный кремнезем, нередко с раковинками ра-

диолярий и обломками спикул губок. В фосфоритоносных толщах Малого Каратау распространены спонголиты — породы, нацело сложенные обломками спикул губок (Джумалиев, Холодов, 1970). В синийско-кембрийских отложениях Китайской платформы известны мощные толщи кварцевых песчаников, местами содержащих слои пластовых фосфоритов. Фосфориты нередко ассоциируются с доломитами и кремнистыми породами (Бушинский, 1966₁).

Весьма типично для осадков древних эпиконтинентальных морей Азии накопление значительных масс фосфоритов; здесь известны крупнейшие в мире месторождения пластовых фосфоритов Каратау (СССР) и бассейна Синань (КНР), а во многих других местах устанавливаются многочисленные и более мелкие рудопроявления P_2O_5 .

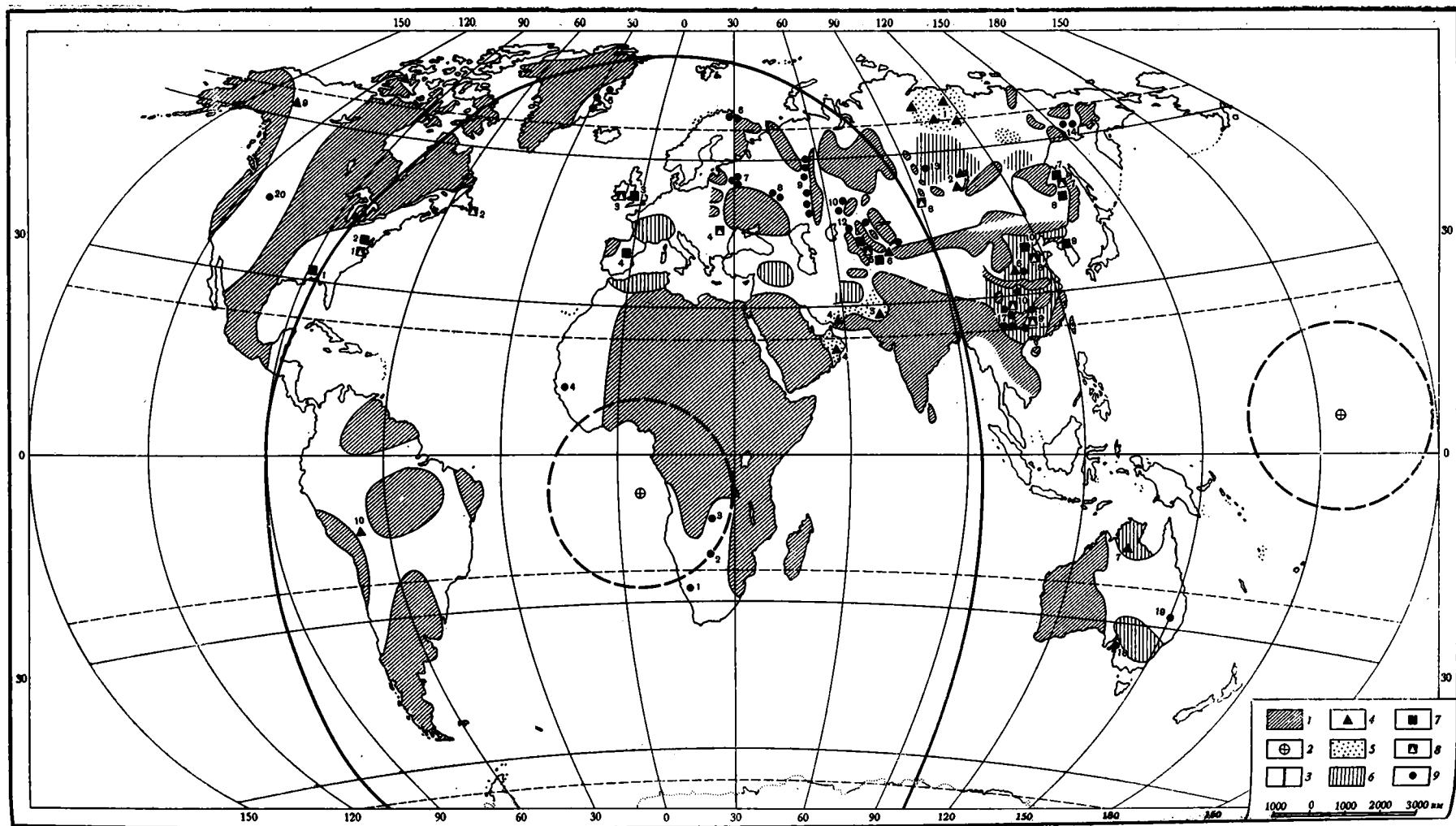
В различных частях вендско-кембрийского бассейна известно много рудопроявлений пластовых марганцевых и железо-марганцевых руд. Среди них особенно выделяются Усинское месторождение (СССР), рудопроявления Сяньтянь и Вафанзы (КНР), скопления марганца и железа в Малом Каратау и на Дальнем Востоке. Иногда вместо железо-марганцевых скоплений распространены типичные железные руды; так обстоит дело в разрезах Удско-Селемджинского междуречья, Ханкайского района и в некоторых районах КНДР.

Весьма широко развиты в толщах венда и кембрия Азиатского материка доломиты. Они не только чередуются с другими типами пород в разрезе, но иногда и сменяют их в латеральном направлении.

Геохимическое исследование углеродисто-кремнистых фтанитов показало, что в них наряду с графитом, твердыми битумами, глинистым материалом и кремнеземом постоянно накапливаются V, Cr, Mo, Co, Ni, Pb, Ag (Анкинович, Анкинович, 1968; Адышев и др., 1963; Холодов, 1968; Созинов, 1969, и др.), а в различных частях рудоносного разреза в повышенных количествах присутствуют Fe и Ti. При этом содержание ванадия в рудных горизонтах достигает (в %): 1—1,5, Cr — 0,2—0,3, Mo 0,02, Ni 0,15; Pb 0,5—0,7, Ag — 0,009. Таким образом, очевидно, что в отложениях венда и кембрия Азии концентрировались элементы, типичные для основных (гипербазитовых) пород магматического цикла. Действительно, по А. Е. Ферсману (1958), ряд элементов стадии протокристаллизации может быть представлен следующим образом: ведущие элементы: Mg, SiO_2 , O, Ti, Fe, Ni, Cr; главные элементы: C, Na, Al, P, S, Ca, V, Mn, Co, платиноиды; второстепенные элементы: Sc, Cu, Zn, As, Pb, Tl, Ag. Можно утверждать, что TiO_2 , C, V_2O_5 , Cr_2O_3 , NiO, CaO в составе ванадиеносных фтанитов, P_2O_5 в фосфоритах, MgO и CaO в форме доломитов и Fe_2O_3 , FeO и MnO в виде железо-марганцевых руд почти полностью исчерпывают перечень ведущих и главных элементов основных пород. Что же служило источником питания водоема, в котором формировалось такое своеобразное сочетание руд? Ответ на него и составляет содержание статей, предлагаемых вниманию читателей. В первой из них обсуждается возможность поступления рудных компонентов с суши, а во второй рассматривается вероятность эффузивно-осадочного или океанического происхождения рудных концентратов.

II

Попытка реконструировать климатическую обстановку вендско-кембрийского времени наталкивается на ряд трудностей. В общем виде региональная палеогеография этого времени была описана в трудах Н. М. Страхова (1948) и Л. Б. Рухина (1959), однако палеоклиматические карты для этого времени отсутствовали. Опираясь на данные упомянутых авторов, с привлечением материалов В. М. Синицына (1962) по палеогеографии нижнего палеозоя Евразии, Б. М. Келлера и др. (1968) по палеогеографии венда СССР, сведений Г. И. Бушинского



(1966) по синию и кембрию Китайской платформы и данных В. Г. Васильева, В. С. Волхонина (1959) по палеогеографии МНР, мы составили схему (фиг. 1), где показано распространение суши и моря и распределение пород-индикаторов климата в отложениях рассматриваемого отрезка времени.

Принципы реконструкции палеоклиматической обстановки древних эпох были подробно разобраны и обоснованы Н. М. Страховым (1960). Принимая их в целом, мы не будем останавливаться более на этом вопросе.

Восстановить климатическую зональность древнейших эпох трудно, поскольку при приближении к ним с лица земли постепенно исчезают некоторые породы-индикаторы климата, такие как угли, коралловые рифы, бокситы, и постепенно уменьшается возможность использовать в этом отношении палеонтологические данные. Тем не менее в распоряжении исследователей еще остаются такие надежные показатели аридного климата, как соли, гипсы, красноцветные отложения и карбонатные толщи, а также свидетели гумидных условий прошлого — нормально осадочные железные и марганцевые руды. Распространение всех этих древних индикаторов климата и показано на фиг. 1. При этом очевидно, что наиболее точные данные о климатической зональности можно получить, лишь анализируя совокупность различных фактов.

Локализация кембрийских солей и гипсов в масштабах всего земного шара была недавно рассмотрена Ф. Лотце (1968); при построении нашей карты его данные были дополнены материалами ряда исследователей. В восточном полушарии кембрийское соленакопление имело место в пределах Сибирской платформы и особенно Иркутского амфитеатра, в Соляном кряже Пенджаба, на юге Ирана, в Тариме, в районе среднего течения р. Хуанхэ (КНР), Северной Австралии.

Эвапориты Сибирской платформы, связанные с отложениями нижнего кембрия (усольская свита), были детально описаны в работе А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960). Толщи каменной соли, гипсов и доломитов, часто сопряженные с красноцветными отложениями, широко распространены в краевых впадинах Иркутского амфитеатра. В отложениях верхнего кембрия тех же районов встречены гипс и ангидрит, а по данным Б. М. Келлера и др. (1968), следы загипсованности наблюдаются в доломитовых и красноцветных толщах верхнего кембрия междуречья Хатанга — Лена.

Фиг. 1. Распределение пород-индикаторов климата в вендо-кембрийскую эпоху

1 — участки суши; 2 — предполагаемое положение полюса; 3 — предполагаемое положение экватора; 4 — соли и гипсы — показатели засушливого климата (цифры на карте): 1. Загипсованность в доломитах Сибирской платформы (Б. М. Келлер и др., 1968); 2. Соли и гипсы усольской свиты Иркутского амфитеатра; 3. Соли и гипсы в кембрийских красноцветах Пенджаба (Соляной кряж); 4. Соли, гипсы и доломиты формации Хормуз Южного Ирана и Аравийского полуострова (Stöcklin, 1968); 5. Гипсоносные мергели Калпин-тага; 6. Гипсоносные мергели р. Хуанхэ; 7. Гипсы и калийная соль формации Биттер-Спрингс; 8. Гипсоносные красноцветы нижнего кембрия о. Виктория; 9. Гипсы и соли формации Копермайн (междуречье Юкой — Маккензи); 10. Кембрийские соли Бразилии. 5 — красноцветные песчаники и мергели, 6 — карбонатные породы; 7 — железные руды — показатели гумидного климата (цифры на карте): 1.2. Вирджиния, Алабама (США); 3. г. Карвоншир (Англия); 4. Рудопроявления Северной Испании; 5. Малый Каратау; 6. Джетынтау; 7. Удско-Селемджинское междуречье; 8. Ханкайский район (Южное Приморье, СССР); 9. КНДР; 10. Хуабей (КНР); 11. Гладстон, Мэри Валлей и Мартин (Квинсленд, Австралия). 8 — марганцевые руды — показатели гумидного климата (цифры на карте): 1. Кварциты штатов Вирджиния, Алабама (США); 2. Заливы Троицы и Согласия Ньюфаундленда; 3. Меринетшир (Англия); 4. Кристаллические сланцы Богемии (ГДР); 5. Малый Каратау; 6. Усинское, Мазульское, Сейбинское и Дурновское (СССР); 7. Удско-Селемджинское междуречье; 8. Вафанзы (КНР); 9. Рудопроявления Нанджун (Чайное, Сантян, КНР); 10. Рудопроявления Юннани (КНР); 11. Гладстон и др. (Австралия). 9 — тиллиты и тиллитоподобные породы (цифры на карте): 1. Тиллиты Кубис и тиллоиды Фиш-Ривер Юго-Западной Африки; 2. Тиллит Кунделунгу и тиллоид Малый конгломерат Кунделунгу (Катаанга и Северная Родезия); 3. Верхний тиллит Южного Конго, Западный Конго; 4. Тиллиты Фалемия Южного Сенегала; 5. Тиллиты Гренландии; 6. Тиллиты Варангер-фьорда; 7. Тиллиты вилчанской свиты БССР; 8. Тиллиты воинойской серии Пачельского прогиба; 9. Тиллиты серебрянской серии Урала; 10. Тиллитоподобные породы байканурской свиты Улу-Пау; 11. Тиллитоподобные породы Джебаллинских гор; 12. Тиллитоподобные породы байканурской свиты Большого Каратау; 13. Тиллоиды Енисейского кряжа; 14. Тиллоиды Патомского нагорья; 15. Тиллоиды байканурской свиты Джетынтау (СССР) и Калпинтага (КНР); 16. Тиллоиды Курук-тага (КНР); 17. Тиллиты, Нанью (КНР); 18. Тиллиты р. Старт (Аделаида, Австралия); 19. Тиллиты Магтрейв (Австралия); 20. Тиллоид Каньон (США); 21. Тиллит Ки-вино (США).

В Соляном кряже (Пакистан) широко распространены мергели соленосной свиты; это ярко-красные известковистые глины с прослоями гипсов и солей, иногда чередующихся с доломитами; мощность толщи до 450 м. По мнению М. С. Кришнана (1954), возраст соленосной свиты предположительно кембрийский.

В примыкающих с запада районах Ирана и Среднего Востока хорошо известны соленосные отложения формации Хормуз, представленные мергелями, песчанистыми сланцами, кремнистыми доломитами с линзами и прослоями гипса и солей. Они местами перекрыты красноцветными песчаниками, местами — карбонатными породами; мощность отложений до 1500 м.

Согласно новейшим данным И. Стеклина (Stöcklin, 1968), именно с формацией Хормуз связаны соляные купола Южного Ирана и побережья Персидского залива; возраст толщи верхний протерозой — нижний кембрий, но, скорее всего, кембрий.

По материалам Гао Дзюнь-цзе (1959), в районе Калпин-тага (северо-запад Таримской платформы) среднекембрийские отложения, залегающие между кремнисто-фосфатной пачкой нижнего кембрия и мощной карбонатной толщей кембро-ордовика, представлены доломитами, доломитовыми известняками и красными гипсоносными мергелями.

В отложениях нижнего кембрия среднего течения р. Хуанхэ (КНР) Г. И. Бушинский (1966₁) описал среди карбонатных толщ тонкослоистые гипсы, чередующиеся с прослоями розовых и серых мергелей; мощность отложений до 70 м.

Наконец, по Ф. Лотце (1986), в Северной Австралии развиты галогенные толщи формации Биттер-Спрингс, представленные гипсами на поверхности и каменной солью на глубине; вопреки мнению Л. Ноакса (Noakes, 1956) и Б. Дейли (Daily, 1956), этот автор относит их к нижнему кембрию.

В западном полушарии образования гипса и связанных с ними красноцветов известны в северо-западной Канаде и в Боливии.

На о. Виктория (юго-западное побережье залива Хедли), и в бассейне р. Холидей, в среднем течении рек Маккензи и Юкона (Канада) широко развиты нижнекембрийские гипсоносные красноцветы. Они принадлежат формации Коппермайн, которую Ф. Лотце (1968) относит к нижнему кембрию; местами среди гипсов встречаются пачки солей и связанные с ними диапировые структуры.

В Южной Америке Г. Бенавидес (Benavides, Sansores, 1962) выделил кембрийские соли в Приандской зоне Боливии.

Если на карту, где показано распространение вендско-кембрийских галогенных образований, нанести также размещение разновозрастных им красноцветов и карбонатных пород, то совокупность этих индикаторов позволит выяснить положение областей засушливого климата.

Железные и марганцевые руды вендско-кембрийского возраста известны в пяти различных провинциях мира.

В Северной Америке железные руды, содержащие также повышенные количества марганца, подчинены кварцитовой толще нижнего кембрия и с перерывами протягиваются от штата Вирджиния до штата Алабама (США). Это типичные морские накопления оолитового гематит-шамозит-сидеритового состава (Harder, 1909). К этой же группе рудопроявлений, по-видимому, принадлежат карбонатные марганцевые руды, залегающие в глинистых сланцах нижнего кембрия о. Ньюфаундленд (Канада).

В пределах Европейской провинции известны мелкие месторождения железных руд в основании кембрийского разреза Испании, оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды Карнарвоншира (Англия) и марганцевые месторождения в кембрии Марионетшира (Англия). По описанию Е. Стрегена (Strahan, 1920), месторождения Англии очень сходны с рудопроявлениями США и Канады.

В отрогах западного Тянь-Шаня и Кузнецком Алатау намечается третья железо-марганцевая провинция. Здесь, в нижнекембрийских толщах Малого Каратау, железо и марганец обогащают целый горизонт, особенно мощный на участке Тье-сай. В вендских тиллитоподобных породах хребта Джетымтау недавно открыто рудопроявление магнетит-гематитовых железных руд (Джолдошев, 1964; Сагандыков, 1967). Наконец, широко известны Алтае-Саянские кембрийские месторождения марганца — Мазульское, Усинское, Сейбинское и Дурновское, описанные А. Т. Суловым (1967), Е. А. Соколовой (1967), И. М. Варенцовым (1962) и др.

Крупная железо-марганцевая провинция вырисовывается также в восточной части КНР и в пределах Советского Приморья. В Удско-Селемджинском междуречье, в вулканогенно-осадочных кембрийских отложениях улигданской свиты известны гематит-магнетитовые железные руды и пласты силикатно-окисных марганцевых руд. По данным М. Ф. Колбина и др. (1960), к синию принадлежит джеспилитовая толща Ханкайского района, перекрытая отложениями нижнего кембрия. В ней установлены не только руды железа, но и многочисленные железо-марганцевые скопления. Наконец, значительные запасы марганца связаны с синийскими отложениями КНР (Бушинский, 1966₁); это месторождения Вафанзы, Чайное, Сантянь и др.

В Австралии, вдоль восточного побережья, известны многочисленные рудопроявления железо-марганцевых руд, связанные с метаморфическими отложениями формации Брисбен. В наиболее крупном из них — месторождении Гладстон — силикаты марганца ассоциируются с джеспероидами (Casey, 1956).

Если исключить группу железо-марганцевых месторождений Дальнего Востока СССР и некоторые месторождения Алтае-Саянской области, которые в разрезе и на площади связаны с вулканическими породами и, возможно, образовались эффузивным путем, распространение остальных железо-марганцевых скоплений позволяет довольно уверенно очертить область, где в вендско-кембрийское время господствовал влажный и жаркий климат, т. е. наметить экваториальную зону.

В восточном полушарии экватор, восстановленный по расположению пород-индикаторов климата, по всей вероятности, проходил от Тимана к Северному Уралу, через центральную часть Западно-Сибирской низменности, далее пересекал южную Азию от восточного окончания современного о. Балхаш через впадину Тарим до места слияния рек Ганг и Брахмапутра, а затем протягивался вдоль берегов Индокитая к западному побережью Австралии.

В западном полушарии экватор от побережья Гренландии вытягивался вдоль восточного берега Северной Америки к району современного Панамского перешейка и далее располагался у западного побережья Южной Америки.

Для наших дальнейших построений очень важно подчеркнуть, что значительная часть современного Урала, Тянь-Шаня, Тарима и центральная часть Индийской платформы, по-видимому, располагались в обстановке влажного тропического климата, весьма стимулирующего химическое разложение пород и образование кор выветривания. По обе стороны от этой зоны развития гумидного климата располагались засушливые области, где интенсивно шли процессы соленакопления и доломитообразования. В Азии одна из них захватывала центральную часть Сибирской платформы, другая — территорию современного Южного Ирана; здесь происходила интенсивная садка солей, гипсов, доломитов и шло образование красноцветных отложений.

В тесной связи со всем рассмотренным находится вопрос о возможности использования в качестве индикаторов климата тиллитов и тиллитоподобных пород, широко распространенных в отложениях кембрия и

венда. Для его решения на фиг. 1 нанесены описанные в работах М. Шварцбаха (1955), Н. М. Чумакова (1964) и др. тиллиты и псевдотиллиты, принадлежащие к рассматриваемому нами интервалу времени.

Оказалось, что эти образования необычайно широко распространены от южной и юго-западной Африки до восточной части Азиатского материка и Австралии. При этом, если ледниковое происхождение многих тиллитоподобных пород Африки не вызывает сомнения, то генезис тиллоидов Азии в ряде случаев трактуется неоднозначно (Чумаков, 1964, 1965; Бушинский, 1966₁). И именно в этих регионах тиллитоподобные породы залегают в непосредственной близости от пород-индикаторов засушливого климата — солей, гипсов, доломитов, красноцветных отложений.

Если ко всему сказанному добавить, что многие тиллитоподобные породы Тянь-Шаня, Улутау, Каратау, Енисейского кряжа парагенетически тесно связаны с подводно-оползневыми карбонатными фациями и часто приурочены к зонам длительно живущих глубинных разломов, то становится очевидной их аклиматическая природа. Во всяком случае, несомненные противоречия, возникающие при палеоклиматических реконструкциях, выполненных по соленосным отложениям, красноцветам и железо-марганцевым рудам, с одной стороны, и тиллитоподобным образованиям — с другой, заставляют серьезно пересмотреть представления о генезисе тиллоидов Азии.

III

Более мелкомасштабная палеогеографическая схема Евразии для вендско-кембрийского времени представлена на фиг. 2. Как и фиг. 1, она составлена с учетом данных В. М. Сеницына (1962), Г. И. Бушинского (1966), Б. М. Келлера и др. (1968), А. А. Иванова, Ю. Ф. Левицкого (1960), И. Стеклина (Stöcklin, 1968), С. Г. Анкиновича (1961) и собственных материалов автора.

Как видно на схеме, значительную часть древней Азии занимали два участка суши. На юге располагалась Индо-Тибетия¹, по-видимому, на западе соединявшаяся с Нубией. В то время это были части Гондваны — огромного континента, включавшего в себя несколько платформ и вытянутого вдоль южной границы вендско-кембрийского Тетиса².

Восточную часть Евразии занимала Сунгаро-Гобия — континент, включающий Маньчжурию и юго-восточную часть Монголии; он периодически затоплялся водами палеоводоёма.

Менее определены очертания других крупных участков суши. На месте Русской платформы располагалась полузатопленная мелководными эпиконтинентальными морями Фенно-Сарматия. Она была представлена двумя крупными, но низкими островами в районах Балтийского и Украинского щитов.

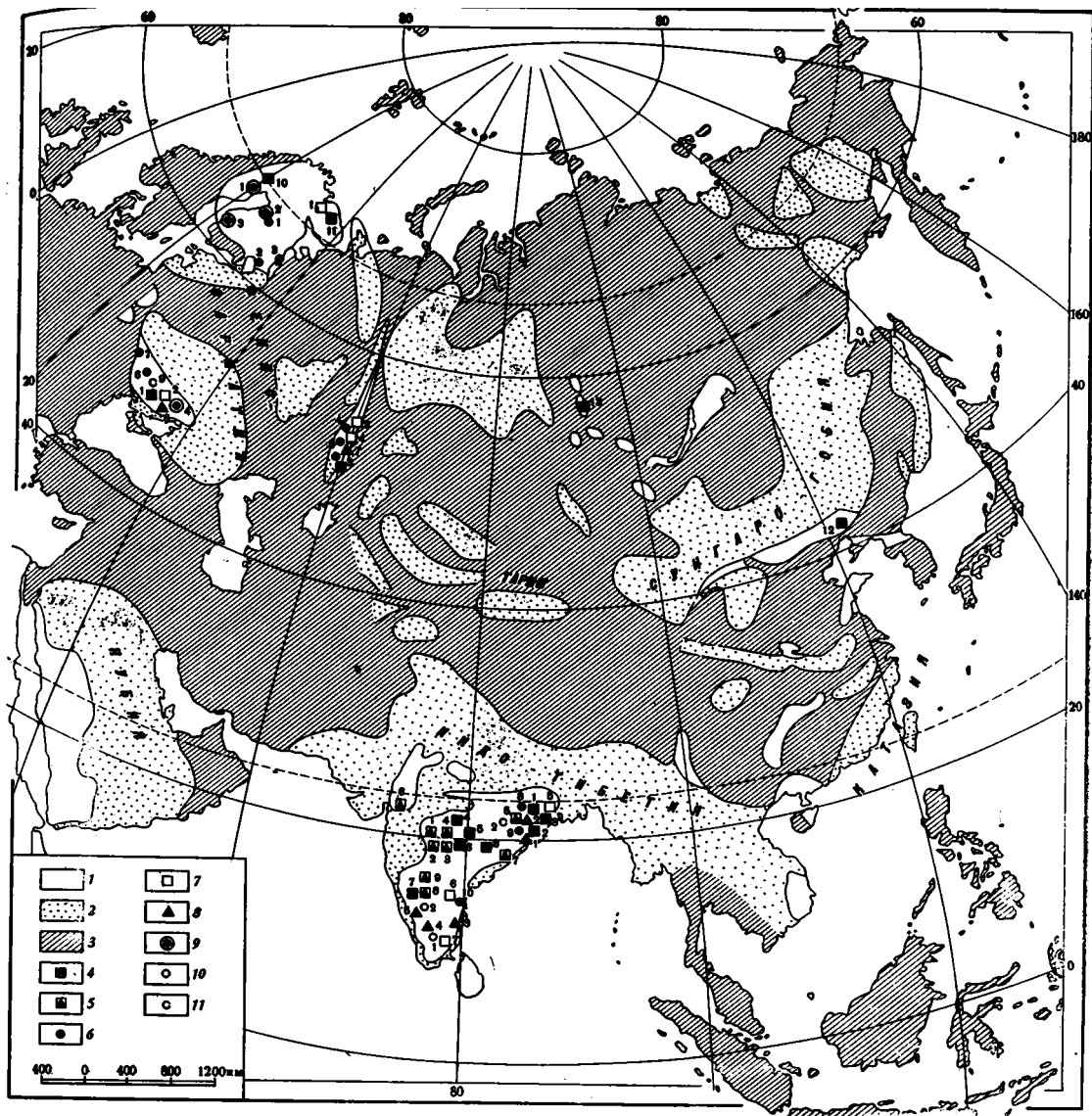
Система архипелагов располагалась в центральной части бассейна; здесь особенно выделяются суша Палео-Урала, Таримский и Сырдарьинский массивы, а также Памиро-Дарвазский и Южноферганский острова.

В области современных Восточно- и Южно-Китайского морей, а также приморских провинций Китая, находился материк Катазия и множество более мелких островов.

Что представляли собой в геологическом отношении эти участки суши?

¹ Все названия материков заимствованы из работы В. М. Сеницына (1962).

² Н. П. Херасков (1963) называл Тетисом широтный пояс геосинклиналей, синклиналей, расположенный между поясами северных (Северо-Американской, Русской и Анабарской) и южных платформ (Южно-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской).



Фиг. 2. Докембрийские поднятия Евразии в вендско-кембрийское время и их металлогения

1 — выходы на поверхность докембрийских поднятий; 2 — районы, в которых докембрийские поднятия прикрыты более молодыми отложениями; 3 — вендско-кембрийские палеобассейны; 4 — железорудные месторождения докембрия (цифры на карте): 1. Сингбхум; 2. Кеонджар (Багья Буру); 3. Гурумахисани; 4. Джабалпур; 5. Чанда; 6. Драг (Райпур); 7. Кадур; 8. Бастар; 9. Кривой Рог; 10. Кирунавара и др.; 11. Имандра-Варзуга и Воронья; 12. Ляонин (КНР); 13. Енисейский кряж. 5 — марганцевые руды (цифры на карте), гондиты: 1. Чикдвара, 2. Нагпур, 3. Бандара, 4. Балагат, 5. Гангпур, 6. Чота Удейпур — Панч Махал; ко дуриты: 7. Визагапаттам, 8. Кадур, 9. Сандур. 6 — ванадиевые титаномагнетиты (цифры на карте): 1. Отанмяки (Финляндия); 2. Вэлимекки (Финляндия); 3. Пудожгорское; 4. Кусинское; 5. Копанское, Чернореченское, Маткальское; 6. Коростеньское; 7. Новомиргородское; 8. Сингбхум; 9. Дублабер; 10. Неллор. 7 — апатиты (цифры на карте): 1. Гремяха-Вырмес; 2. Криворожье; 3. Кусинское; 4. Копанское, Чернореченское, Маткальское; 5. Бихара (Патаргара-Сонгри); 6. Куддап; 7. Трихинополи. 8 — хромитовые руды (цифры на карте): 1. Кеонджар; 2. Джоджохау; 3. Салем; 4. Шиндували; 5. Хасан; 6. Восточный Урал; 7. Сарановское. 9 — медно-кобальто-никелевые руды (цифры на карте): 1. Булиден; 2. Оулу; 3. Поли; 4. Приазовье. 10 — магнетиты (цифры на карте): 1. Салем; 2. Дод Кания и Дод Катур; 3. Южный Урал. 11 — графитовые залежи (цифры на карте): 1. Петровский р-н, Украинская ССР; 2. Сингбхум

Все они в основном слагались протерозойскими породами, смятыми в складки и сильно эродированными; более древние отложения архея играли в них, по-видимому, второстепенную роль и обнажались только в центральных частях древних структур. Разрушавшиеся континенты, материки и острова были необычайно богаты различными полезными ископаемыми; краткая характеристика их металлогенической специфики приводится ниже.

Индо-Тибетия. В докембрии Индии очень широко распространены отложения дарварской системы (2700—1600 млн. лет, Тугаринов, Войткевич, 1966), представленные гнейсами, кварц-магнетитовыми гранулитами, кордиерит-силлиманитовыми сланцами с прослоями основных эффузивов, риолитовых лав, туффитов, гематитовыми кварцитами типа «джеспилитов», роговиковыми и карбонатными породами. В южной Индии для этой системы типичен чарнокит. С породами дарварской серии связаны очень крупные месторождения марганцевых и железных руд, апатитов, хромитов, ванадиеносных титаномagnetитов, магнезита, урана, меди и др. (Вадия, 1946; Кришнан, 1954).

Среди марганцевых руд выделяются месторождения гондитовой толщи и месторождения, связанные с интрузивным комплексом кодуристов. Месторождения гондитовой формации расположены в центральных провинциях Индии. Главный промышленный район — Мадхья Прадеш; здесь рудоносные отложения образуют субширотно вытянутый «марганцевый пояс» протяженностью почти 176 км. Известны четыре крупных месторождения марганца: Чиндвара, Балагат, Бандара и Нагпур (см. фиг. 2). Их геологическое строение было подробно описано в работах Л. Фермора (Fermor, 1909), И. Страчека и др. (Straczek et al., 1956), И. М. Варенцова (1962), Нараянасами и др. (Narayanawaswami et al., 1963).

Порода, известная под названием гондит, состоит преимущественно из опсесартина, родонита и кварца; кроме них присутствуют марганецсодержащий амфибол, биотит, браунит, гаусманит. Рудные тела имеют линзообразную форму и мощность 10—15 м, по простиранию прослеживаются на большие расстояния. Так, руда месторождения Балагат образует тело протяженностью 2,8 км. Химический состав рудоносных гондитов и связанных с ними марганцевых руд приводится в таблице. Очевидно, что в их составе, кроме марганца, большую роль играют Fe, SiO₂ и P₂O₅. Распределение фосфора в рудах чрезвычайно прихотливо, но известно, что его количество повышается при увеличении кремнезема; предполагается, что по крайней мере часть его связана в силикатах (Straczek et al., 1956).

В восточной части полуострова (провинция Орисса) и на западе (г. Бомбей) также известны марганцевые месторождения гондитового типа.

Л. Фермор (Fermor, 1909) включал все упомянутые рудопоявления марганца в единый трансиндийский марганценосный пояс и протягивал его почти в широтном направлении через весь полуостров, на расстояние 1100 км. В последнее время существование единого пояса поставлено под сомнение рядом работ, но можно думать, что перечисленные марганцевые залежи являются реликтами некогда существовавшего огромного рудного бассейна.

Большинство исследователей, изучавших генезис марганцевых скоплений гондитовой формации (Fermor, 1909; Straczek et al., 1956, и др.), приписывают им нормально-осадочное происхождение; роль метаморфизма и интрузивной деятельности сводится обычно к пострудным преобразованиям.

В южных районах Индии (Визагапатам, Кадур, Сандур) широко распространены месторождения кодуритового типа (см. фиг. 2). Химический состав этих руд показан в таблице. В соответствии с новейшими

Химический состав различных руд и пород дарварской системы Индостана

Компо- ненты	Марганцевые месторождения				Железные руды мес- торожения Сингбхум (Кришнан, 1955)	Магнетитовые руды района Сингбхум (Кришнан, 1955)	Апатит-магне- титовые руды района Кудала (Agrawal, 1948)	Силлиманит- корундовые сланцы района Ассам (Орлова, Розин, 1950)	Чарнокит из дарварских отложений рай- она Мадрас (Розенбуш, 1934)	Кварц-гипер- стеновый диорит из дарварских отложений рай- она Мадрас (Розенбуш, 1934)	Роговооб- манковый норит из дарварских отложений рай- она Мадрас (Розенбуш, 1934)	Роговооб- манковый гиперстенин из дарвар- ских отло- жений рай- она Мадрас (Розенбуш, 1934)
	Кодуритовые месторождения Визагапатама (Fermor, 1909)		Гондитовые месторож- дения Чиндвара (Fermor, 1909)									
	кодуриты	марганцевые руды (12 анализов)	гондит	марганцевые руды								
MnO	1,07—10,00	32,21—49,05	13,37	48,95—54,97	0,11	—	—	—	—	0,5	Не обн.	0,15
Fe ₂ O ₃	4,79— 6,07	4,80—15,70	7,47	5,0—11,77	85,87	34,95—72,17	8,10—15,18	1,3—1,7	1,04	2,32	2,63	3,13
FeO	0,64— 0,90	—	0,13	—	2,45	8,07—23,63	—	—	2,02	5,07	15,76	12,42
Al ₂ O ₃	10,59—11,50	—	12,36	—	4,31	0,79—4,00	5,30—24,42	61,6—62,3	11,00	14,87	11,65	5,36
CaO	11,67—13,82	—	2,60	—	0,35	Следы—0,13	19,33—37,80	—	1,02	4,48	7,89	7,60
MgO	0,14— 0,26	—	1,90	—	0,17	Следы—0,78	2,10— 3,24	0,13—0,16	0,43	3,29	5,58	19,96
K ₂ O	0,01— 4,00	—	0,03	—	0,10	—	Следы—0,18	—	4,14	1,09	0,89	0,10
Na ₂ O	0,18— 0,36	—	0,19	—		—	Следы—0,76	—	2,86	3,72	3,08	0,48
SiO ₂ связ.	32,25—35,50	1,10—10,30	20,60	4,98—10,63	2,42	0,57—8,48	10,12—19,80	35,7—36,3	77,47	63,85	50,04	47,44
SiO ₂ своб.	18,65—28,35		39,85									
P ₂ O ₅	1,24— 1,60	0,13— 0,48	0,68	0,06— 0,28	0,18	0,48—0,97	20,40—28,60	?	—	0,08	0,20	0,27
CuO	Следы—0,02	—	0,02	—	0,01	—	—	—	0,26	—	—	—
TiO ₂	0,27— 0,32	—	0,46	—	0,34	13,84—21,80	—	0,15—0,18	Не обн.	0,83	1,93	1,29
Cl	Следы	—	Следы	—	Не обн.	—	Следы—0,02	—	—	—	—	—
H ₂ O	1,20— 1,33	—	0,20	—	3,26	0,69—1,73	Следы—4,09	—	—	—	—	—
H ₂ O при 100°C	1,30— 2,30	—	0,10	—			Следы—0,98	—	—	0,25	0,11	0,19
SO ₃	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,43	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	Не обн.	Следы—0,19	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,59—4,84	—	—	—	—	—	—

представлениями И. Данна (Dunn, 1962), юдурит — сильно метаморфизованная разновидность гондита. Следует подчеркнуть, что такие взгляды еще более расширяют представления о масштабах дарварского марганцевого оруденения.

Крупнейший железорудный бассейн Сингбхум расположен в восточной части Индостана (см. фиг. 2) и также связан с отложениями нижнего протерозоя. Он был описан в работах И. Данна (Dunn, 1935), М. С. Кришнана (1955) и др. Здесь выделяется железорудная серия пород, сложенная сланцами, филлитами, кварцитами и эффузивами. Полосчатые железные руды прослеживаются на 50 км при ширине полосы 300 м с наклоном 70° и представляют собой чередующиеся прослои гематита, яшм и белого кварца. Полный химический анализ средней пробы, по М. С. Кришнану (1955), приводится в таблице. Следует подчеркнуть высокие содержания Fe, TiO_2 и P_2O_5 , которые заметно меняются от месторождения к месторождению.

Очень близкие по условиям залегания и закономерностям размещения гематитовые железные руды разрабатываются в центральных провинциях Индии (см. фиг. 2). В них также широко варьируют содержания фосфора и титана. В среднем P_2O_5 составляет 0,1%, но в рудах южных месторождений оно нередко достигает 1—2%. В некоторых месторождениях встречен магнетит. Кварц-гематитовые докембрийские железные руды в Индии распространены на площади примерно 2000 на 300—400 км. Запасы железа в этих рудах, подсчитанные только до глубины первых десятков метров, достигают 18—20 млрд. т.

Большинство исследователей (Кришнан, 1954) считает, что джеспитовые руды Индии имеют осадочный генезис; судя по ассоциациям с эффузивами и сходству с рудами порфиرو-лаптитовой формации Швеции (Формозова, 1965, 1968), можно предполагать их вулканогенно-осадочное происхождение.

Апатит в виде рассеянной минерализации очень сильно обогащает различные породы дарварской серии, но на этом фоне иногда встречаются рудные апатитовые линзы и жилы. Так, в районе Сингбхум полоса апатит-магнетитовых пород прослеживается почти на 19 км. Апатит-магнетитовая порода залегает в виде линз в докембрийских сланцах. Образование ее связывается с внедрением в осадочные отложения щелочной гранитной магмы. Наиболее крупное месторождение этого рудного узла — апатиты района Сонгри-Патаргара. Здесь прослежена линза апатит-магнетитовой руды, протягивающаяся на 1 км, мощностью 1 м. Среднее содержание P_2O_5 20—25%. Местами среди гранитов и слюдистых сланцев встречаются секущие жилы апатита шириной до 15 м.

В южной Индии сходные по условиям залегания месторождения апатита известны в районах Куддап и Трихинополи (см. фиг. 2).

Крупнейший район распространения ванадиеносных титаномагнетитов — железорудный бассейн Сингбхум. Здесь руды титана и ванадия пространственно и генетически связаны с габброидными породами. Они залегают в виде линз, жил и карманов среди сильно измененных серпентинизацией гипербазитов. Ванадий, по всей вероятности, входит в кристаллическую решетку титаномагнетита; описан ванадийсодержащий магнетит-кульсонит. Содержание V_2O_5 обычно не выше 2%, но иногда до 7%.

Другая группа титано-ванадиевых месторождений располагается в районе г. Дублабер; полоса крупных рудопроявлений прослеживается почти на 80 км к югу от этого города. Известны более 20 месторождений титановых руд, с содержанием 4—20% TiO_2 , 50—60% Fe и 0,5—4% V_2O_5 . Запасы V_2O_5 в этих месторождениях весьма значительны.

Хромиты, как и многие другие полезные ископаемые, разрабатываются в южной и восточной частях полуострова. В южных провинциях выделяются три хромитоносных района — Хассан, Шиндували и Салем.

В районе Хассана хромиты залегают в виде полосы протяженностью более 50 км и связаны с роговообманковыми сланцами, амфиболитами и серпентинитами дарварского возраста. Наряду с рудами, содержащими 40—48% Cr_2O_3 , имеются низкосортные хромиты с содержанием 23,3—31,4%.

В непосредственной близости от многочисленных месторождений железных руд располагаются медно-урановые скопления «медного пояса Индии».

Наиболее известным урано-медным месторождением принято считать Джадугуда. Здесь структурой, определяющей всю геологию месторождения, является крупный оброс, к которому на глубине приурочены граниты. По-видимому, с ними связана жильная, а иногда пластообразная апатит-магнетитовая, урановая и медная минерализация. Запасы урана оцениваются в 1000—1500 т U_3O_8 , а общие запасы меди во всем медном поясе до 780 тыс. т при среднем ее содержании 2,88%.

Из нерудных полезных ископаемых докембрий Индии богат магнетитом, баритом, графитом, силлиманит-корундовым сырьем и алмазами.

Оценивая в целом парагенетическое сочетание полезных ископаемых древних отложений Индийской платформы, нужно прежде всего отметить, что в них наиболее ярко отражен уже упомянутый нами ряд элементов стадии протокристаллизации магматического расплава. Именно в дарварских толщах сосредоточены крупнейшие скопления Fe, Mn, P, Cr, V, Ti, Mg, C, Si и др.

Характерно, что эти элементы не только концентрируются в виде рудных залежей, но и заметно обогащают все прочие породы. Так, в таблице наряду с анализами руд приводятся анализы некоторых магматических и метаморфических пород дарвара. Хорошо видно, что в них вместе с обычными для этих пород компонентами обнаруживаются повышенные количества Ti, P, Fe, т. е. в древних породах Индийской платформы наблюдается слабая дифференциация вещества, и это обстоятельство позволяет считать, что в них были резко повышены кларки ряда элементов, в первую очередь, Mn, P, SiO_2 , Ti, V, Cr.

Сарматия (Украинский щит). Металлогения докембрия Украинского кристаллического щита была описана в трудах Н. П. Семененко (1959), Я. Н. Белевцева и др. (1962), А. И. Тугаринова, Г. В. Войткевича (1966). Установлено, что с нижнепротерозойскими и отчасти архейскими толщами этой структуры связаны крупные месторождения Fe, V, Co, Ni, Cu, а также скопления Ti, Cr и залежи графита (см. фиг. 2).

Железистые кварциты Кривого Рога (Плаксенко, 1955) приурочены к средней части песчано-глинистой толщи протерозоя и обычно переслаиваются с амфиболито-хлоритовыми сланцами. Руды сложены чередованием слоев кварца, магнетита, амфиболита, хлорита и биотита. Содержание железа составляет 45—68%, SiO_2 — 28%, P_2O_5 — 0,12%. Общая мощность рудоносной свиты более 400 м, а разведанные запасы руд 12 млрд. т.

В верхней части криворожской серии распространены пластовые залежи апатитов (Тугаринов, Войткевич, 1966).

С Коростенским и Новомиргородским габбро-анортозитовыми массивами (1750—1800 млн. лет) связаны ильменитовые и титаномагнетитовые руды; они в виде вытянутых линз прослежены на значительные расстояния и содержат довольно высокие количества титана и ванадия. В этих же гипербазитах обычно отмечаются повышенные содержания акцессорного апатита. По-видимому, с тем же этапом магматического развития региона связаны многочисленные медно-кобальтовые рудопроявления гидротермального типа.

Западнее области развития криворожских железорудных пород, в районе залегания нижнепротерозойских гнейсов, описаны графитовые месторождения Петровского района (Жуков, 1962).

В Приазовье и Подолии с ультраосновными эффузивными породами конско-бузулукской серии (возраст >3600 млн. лет) ассоциируются небольшие месторождения хромитов, а также силикатные никелевые руды и залежи магнезита.

Как следует из приведенных данных, общий металлогенический облик Украинского массива весьма напоминает металлогению Индо-Тибетин, однако руды марганца не известны в древнейших отложениях Украины.

Фенно-Скандия. По существу, тот же комплекс рудных компонентов типичен для докембрийских пород Балтийского щита. Здесь широко распространены железорудные и железорудно-апатитовые, титано-ванадиевые, медно-никелевые и графитовые месторождения (см. фиг. 2). Железорудные месторождения, связанные с вулканогенно-осадочными толщами протерозойского возраста, известны в Швеции и Карельской АССР.

В Северной Швеции месторождения Кирунаваара, Луосоваара, Гелливаара, Спаваара, Ректор и другие приурочены к вулканогенно-осадочной лептитовой формации, возраст которой 2090—2140 млн. лет (Geijer, Magnusson, 1944; Формозова, 1965, 1968). Мощность рудных тел — до 30—60 м, а протяженность — несколько километров. Руда сложена магнетитом и гематитом с примесью кварца, турмалина, альбита и барита. Содержание железа от 30—70%; обязательно присутствует апатит 1—20%. Примесь TiO_2 невелика (не более 0,3%).

Запасы руд типа Кируна очень велики. В одном только месторождении Кирунаваара для руд с содержанием 64—68% железа до глубины 800 м они исчисляются в 1600 млн. т. На месторождении Гелливаара — 428 млн. т руды, или 277 млн. т железа.

Характерная черта месторождений типа Кируна — частый парагенез железных руд с пластами и жилами апатитов. В г. Кируна, в обрывах, протягивающихся вдоль улицы, можно видеть, как железорудные пласты переходят в чистые апатиты мощностью 1—2 м и протяженностью 2 км (Формозова, 1968).

Очень близки по составу и условиям залегания железные руды в нижнепротерозойских лептитовых формациях Центральной Швеции (Гренгесберг и др.) и Финляндии (Каймаярви и Саккуёкки). В Карельской АССР их возможный аналог — амфиболито-джеспилитовая свита Колмозоро-Воронья (1900—2800 млн. лет) и более древняя толща (Имандра-Варзуга (примерно 3000 млн. лет, по Тугаринову, Войткевичу, 1966).

К древним габброидным массивам приурочены крупные месторождения железа, ванадия и титана в юго-западной Норвегии, Швеции, Финляндии и Карелии.

Месторождения группы Отомяки (Финляндия) связаны с амфиболитами, входящими в состав докембрийских толщ. Рудные тела залегают в виде линз и жил. Руда состоит из ильменита и ванадиеносного титаномагнетита. Богатая руда содержит 18,86% TiO_2 , 41,87% FeO , 30,00% Fe_2O_3 , 2,42% V_2O_5 . Месторождение обладает крупнейшими запасами ванадия в Европе.

В центральной Швеции, на берегу оз. Веттерн, расположено другое крупное железо-титано-ванадиевое месторождение — Таберг. Оно приурочено к массиву анортозитов и норитов. Залежь имеет длину 1 км, а ширину 450 м. Руды заметно обогащены апатитом; содержание ванадия в них — до 0,25%, а запасы — 1125 тыс. т V_2O_5 .

В Карельской АССР очень близки к ним по типу докембрийские титаномагнетитовые месторождения Вэлимеки и Пудожгорское, расположенные на берегах Ладожского и Онежского озер.

Среди протерозойских гипербазитовых интрузий Фенно-Скандии очень часто встречается апатитовая минерализация, а иногда даже промышленные апатитовые руды: например, интрузия Гремяха-Вырмес (1640 млн. лет, по Тугаринову, Войткевичу, 1966), расположенная в рай-

оне Мурманска. Массив сложен перидотитами, габбро, щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами. В некоторых габброидах содержание апатита — до 15—18%, а в ийолит-уртитях нередко 20—25%, причем апатит здесь обособляется в виде линз, жил и гнезд.

Для древних гипербазитовых массивов Норвегии, Кольского полуострова (СССР) и Швеции очень характерно вкрапленное медно-никелевое сульфидное оруденение. Оно имеет промышленное значение в южной Норвегии, где отмечено более 40 габбровых штоков, содержащих 1—8% никеля и повышенные количества кобальта и меди; аналогичные скопления известны в районе Мончетундры (СССР).

В докембрийских кварцитах Финляндии, в районе Оутокумпу, содержатся жильные сульфиды Cu (3—4%), Ni (до 0,1%), Co (0,2%), As (0,01%), Ag (0,09—0,12%) и Fe (27%). Общие запасы руды в этом районе — 25 млн. т.

Урал. В связи со слабой обнаженностью древних толщ докембрийскую металлогению Урала характеризуют более отрывочные сведения (см. фиг. 2).

На западном крыле антиклинория Уралтау, в районе городов Златоуст, Бердяуш, распространены габброидные интрузии протерозойского возраста (1305—1050 млн. лет, по Гаррис и др., 1964). С ними связаны Кусинское, Чернореченское, Копанское и Маткальское месторождения ванадиеносных титаномagnetитов. Руды этих месторождений содержат до 50% Fe, 5—20% P_2O_5 и TiO_2 , 0,5—0,7% V_2O_5 . Линзообразные залежи титаномagnetитов прослеживаются в краевых частях интрузий и как бы повторяют их форму в разрезе и на площади (Штейнберг, Фомина, 1962; Холодов, 1968). Апатит обычно тесно ассоциируется с железо-титановыми рудами и образует тела мощностью до 100 м (Мясников, Карпова, 1968). Возможно, что с основными интрузиями того же протерозойского возраста связано Сарановское хромитовое месторождение (Зимин, 1954) и некоторые хромо-титано-ванадиевые руды восточного склона Урала (Пронин, 1962).

К докембрийским толщам различных районов Среднего и Южного Урала приурочены многочисленные сидеритовые рудопроявления Бакальского типа, а также пластовые залежи магнетитов.

По данным Р. С. Казакова (1996), в породах тарташской свиты Южного Урала широко распространены осадочные рудопроявления барита.

Сунгаро-Гобия. Несомненно нижнепротерозойский возраст имеют железорудные кварциты аньшаньской серии провинции Ляонин (КНР). Они очень сходны с кварцитами Кривого Рога и, по данным А. И. Тугаринова, Г. В. Войткевича (1966), имеют возраст не моложе 2600 млн. лет.

Все изложенное выше позволяет думать, что участки докембрийской суши были очень похожи друг на друга в металлогеническом отношении; все они являлись потенциальными носителями больших масс таких рудных компонентов, как Fe, Ti, V, P, Co, Ni, Mg и др., а в некоторых случаях — Mn, Cr, Ba, Mo.

Любопытным представляется то обстоятельство, что эти элементы не только образовывали рудные скопления, но и обогащали всю массу генетически разнородных пород, встречаясь в количествах, заметно превышающих кларковые.

Широкое распространение однотипных рудных концентраций и повышенных (по сравнению с кларком) содержаний элементов объясняется планетарным характером древних металлогенических эпох. Их качественное отличие от последующих эпох рудообразования уже обсуждалось в геологической литературе и было подчеркнуто в работах Ю. А. Билибина (1955), А. И. Тугаринова (1956), А. Б. Ронова (1964) и др.

Хотя металлогеническая однородность различных участков суши докембрийской Евразии ставит их в равное положение в качестве возмож-

ных источников сноса, наибольшая мобилизация рудных компонентов в вендо-кембрийское время несомненно осуществлялась только там, где господствовал гумидный климат, т. е. в областях, непосредственно при-
мыкавших к палеоэкватору.

Как было показано в предыдущем разделе этой работы, область вендо-кембрийских тропиков захватывала Индо-Тибетию, западную часть Тянь-Шаня, Тарим, Урал и Фенно-Скандию. Именно эти участки континентальной суши питали хемогенным материалом седиментационные бассейны, расположенные в центре Евразии. Здесь протекали интенсивные процессы химического выветривания и образовывались мощные коры.

Широкое распространение среди древних осадочных толщ основных интрузивных и эффузивных пород типа габбро и базальтов, обогащенных многими рудными компонентами, придавало процессам выветривания своеобразный геохимический облик.

Геохимия кор выветривания, развитых на основных магматических породах, описана в работах И. И. Гинзбурга и др. (1962) и особенно полно в статьях Н. А. Лисицыной (1958) и Б. М. Михайлова (1968).

Изучение кор выветривания, залегающих на амфиболитах Украинского щита, на порфиритах Казахстана и долеритах Гвинеи, позволило Н. А. Лисицыной выделить в них три группы химических элементов, различающихся между собой по миграционным способностям.

Оказалось, что при выветривании основных пород легче всего выносятся Ca, Na, Mg, K, Mn. Это группа легкоподвижных элементов. Более устойчивы Co, Ni, Cu, Zn, Si; они образуют группу подвижных элементов. Третья группа малоподвижных элементов включает Cr, V, Zr. Наконец, наиболее слабыми мигрантами являются Ga, Fe, Al, Ti.

В недавно подготовленной к публикации монографической работе Н. А. Лисицына отнесла также к группе легкоподвижных элементов фосфор. Это кажется странным, поскольку известно, что апатит (основная форма нахождения фосфора в породах) довольно плохо растворим в воде и благодаря этому фосфор слабо подвижен. Однако минералого-геохимические исследования С. Каретника (Karetzig, 1965) показали, что в основных породах фосфор часто представлен не апатитом, а изоморфно замещает SiO_4 в силикатах типа плагиоклазов, гранатов или оливинов. По-видимому, именно этим и объясняется высокая подвижность фосфора в коре выветривания основных и ультраосновных пород, подмеченная Н. А. Лисицыной.

Следует подчеркнуть, что, как отмечено выше, в докембрийских отложениях древних поднятий Европы очень широко распространены железорудные скопления; значительно меньшую роль играют концентрации P_2O_5 . Однако более высокая подвижность фосфора по сравнению с железом в корях выветривания, развитых на основных породах, по всей вероятности, тормозила поставку растворенного железа в вендско-кембрийские водосемы и уравнивала, таким образом, относительное распространение осадочных железных руд и пластовых фосфоритов.



Итак, на основе приведенного материала можно, как нам кажется, утверждать, что участки суши, сложенные докембрийскими породами и расположенные на территории современных Фенно-Скандинавского и Украинского щитов, Урала, Тянь-Шаня, Тарима и Индийской платформы в венде и нижнем кембрии, представляли в близлежащие области прогибания в виде растворов такие хорошо мигрирующие элементы, как Mn, P, Mg, Co, Ni, Cu и отчасти в растворах, а отчасти во взвешях поступали V, Cr, Ti, Fe.

Главными путями миграции являлись многочисленные реки, ручьи и временные потоки; меньшее значение, по-видимому, имела абразия мор-

ских берегов и непосредственное поступление осадочного материала с берега в морской бассейн.

В заключение работы напомним, что многие исследователи вендско-кембрийских осадочных скоплений V, P, Mп, и Fe связывали их образование с разрушением прилегающих континентов. Так, в работах Г. И. Бушинского (1966, 1969) была подчеркнута связь крупных скоплений фосфора с морскими отложениями, формирующимися вблизи палеоделты.

Реконструкция древних палеогеографических условий в пределах Азии подтверждает эту точку зрения. К ней следует лишь добавить, что вместе с P_2O_5 в водах рек мигрировали, по-видимому, многие другие элементы ряда протокристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Адышев М. М., Шабалин В. В., Калмурзаев К. Е. Рассеянные элементы в кембрийских отложениях хр. Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 2.
- Адышев М. М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Белевцев Я. Н. и др. Металлогенический очерк Украинской железорудной промышленности.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, М., ГОНТИ, 1955.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1969, вып. 201.
- Вадия Д. Н. Геология Индии. М., Изд. иностр. лит., 1946.
- Варенцов И. М. О главнейших марганценовых формациях.— В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С. История геологического развития.— В кн.: Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., ГОНТИ, 1959.
- Гао Цзюнь-цзе. Промышленная классификация фосфоритов нижнего кембрия у северной окраины Таримской платформы и перспектива их изучения.— Дичжи юэкан (Геологический ежемесячник), 1959, № 1.
- Гаррис М. А. и др. О возрасте габброидов Волго-Уральской области.— В кн.: Вопросы датировки древних геологических образований и основных пород. Тр. XIV сессии Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. при ОНЗ АН СССР. М., «Наука», 1964.
- Гинзбург И. И., Наждкова Г. Э., Никитина А. П. Современное и латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В сб.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Джолдошев Б. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). Автореф. канд. дис., Ин-т геологии АН КиргССР, Фрунзе, 1964.
- Джумалиев Т., Холодов В. Н. Кремнистые породы чулактауской свиты Малого Кара-Тау и условия их образования.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4.
- Жуков Г. В. Осадочные и вулканогенные формации нижнего протерозоя Украины.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зимин И. А. Сарановское хромитовое месторождение. В кн.: Минералогия Урала, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций). СССР. Л., ГОНТИ, 1960.
- Казаков Р. С. Находки барита в южной части западного склона Южного Урала и их положение в разрезе древних отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.— В сб.: Геология докембрия. Тр. МГК, XXIII сессия (докл. сов. геол.). М., «Наука», 1968.
- Колбин М. Ф., Смирнов А. М., Шехоркина А. Ф., Шехоркин И. А. Кембрийские и докембрийские отложения Южного Приморья и сопредельных террито-

- рий.— В сб.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Тр. МГК, XXI сессия (докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд. иностр. лит., 1954.
- Кришнан М. С. Железные руды Индии.— В кн.: Железорудные месторождения мира, т. 1. М., Изд. иностр. лит., 1955.
- Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблема палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Мясников В. С., Карпова О. В. Апатит из основных пород Южного Урала.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
- Орлова Е. В., Розин М. С. Минеральные ресурсы Индии, Пакистана, Бирмы, Цейлона, Вьетнама, Камбоджи, Лаоса. М., «Недра», 1950.
- Плаксенко Н. А. Общие черты структуры и стратиграфии докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн.: Железорудные месторождения СССР. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пронин А. А. Главнейшие металлогенические эпохи и рудные формации Урала.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Розенбush Г. Описательная петрография. Л.— М., ОНТИ НКТП, 1934.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Сагандыков К. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо.— В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, «ИЛИМ», 1967.
- Семенов Н. П. Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР.— В кн.: Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1959.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Созинов Н. А. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации (на примере одного района).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
- Сokolova Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганцевосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. I. М.— Л., Гостеолтехиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, тома 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Суслов А. Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 9.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Формозова Л. Н. Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей.— Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1965, вып. 141.
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 2. Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., «Наука», 1968, вып. 196.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, 1963, вып. 91.
- Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. О ванадиеносных фтанитах в чулактауской свите Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3.
- Чумаков Н. М. О значении тилитоподобных пород для стратиграфии докембрия.— Тр. МГК, XXII сессия (докл. сов. геол.), 1964.
- Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тилитоподобных породах СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., Изд. иностр. лит., 1955.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномagnetитов Урала.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.
- Agrawal S. K. The Geology and Economic Considerations of the Area Around Kudada. Singhbhum District, Bihar. Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, 1948, No. 1, v. VXX.
- Benavides G. L., Sansores E. Salt deposits of southern Mexico.— Geol. Soc. Amer. Program. 1962, Ann. Mtg., Houston, 169 A, 1962.

- Casey I. N. Manganese in Australia. Symposium del Manganeso XX Congreso Geológico Internacional. Mexico, v. 4, 1956.
- Daily B. The Cambrian in South Australia. Symposium. El sistema Cambrico. etc. Congr. Geol. Intern. 20, Mexico, 1956, pt. 2, 91, 1956.
- Dunn I. A. The origin of iron ores in Singhbhum, India.—Econ. Geol., 1935, v. 30, No. 6.
- Dunn I. A. Manganese-ore. No. 20, Delhi, 1962.
- Fermor L. L. The manganese — ore deposits of India. Mem. Geol. Surv. India, 1909, v. 37.
- Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska järnmalmernas geologi. Sver. geol. undersökn. Arsbok, 1944, No. 35.
- Harder E. C. The iron-ores of the Appalachian region in Virginia. Un. S. Geol. Survey Bull., 380, 1909.
- Karetzig S. Geochemistry of phosphorus. I. The replacement of Si^{+4} by P^{+5} in rock-forming silicate minerals.—Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, No. 5.
- Macgregor A. M. Notes on the Precambrian formations of Southern Rhodesia. Comptes rendus réunion de Nairobi, 1954. Paris, 1955.
- Narayanaswami S. et al. The Geology and Manganese-ore deposits of the Manganese belt in Maghya Pradesh and adjoining parts of Maharashtra.—Bull. Geol. Survey India, 1963, No. 22.
- Noakes L. C. Upper Proterozoic and Cambrian rocks in Australia.—Symp. El sistema cambrico. etc. Congr. Geol. Intern. Compt. Ren. 20, Mexico, 1956, pt 2, 213, 1956.
- Stöcklin I. Salt Deposits of the Middle East.—The Geol. Society of America, Spec. Paper, 88, N. Y., 1968.
- Straczek I. A. et al. Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India. In: XX Congreso geologia intern.—Symp. Sobre yacim. de manganeso, v. 2, Mexico, 1956.
- Strahan E. The paleozoic iron-ores of Southern England. Mem. Geol. Surv. G. B., 1920.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
3.XI.1969

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Л. С. ФОМИНА, И. И. ВОЛКОВ

Изучено распределение р.з.э. с расшифровкой состава суммы р.з.э. методом хроматографии на бумаге в поверхностном слое, по вертикали осадков и в железо-марганцевых конкрециях Черного моря. Установлена обратная зависимость содержания р.з.э. и CaCO_3 в осадках. Железо-марганцевые конкреции Черного моря редкие земли не концентрируют, и состав р.з.э. отличен от вмещающих илов. Делается вывод о связи р.з.э. с глинистыми терригенными минералами осадков.

Исследования по распределению и дифференциации редкоземельных элементов р. з. э. (TR) в воде, осадках и железо-марганцевых конкрециях океана, проведенные в последнее время, позволили яснее представить себе поведение этой группы элементов в осадочном процессе и при диагенетических преобразованиях современных отложений. Несмотря на относительную малочисленность данных, исследования показали, что элементы группы редких земель могут служить достаточно хорошими индикаторами процессов седиментогенеза и диагенеза осадков. Закономерности распределения суммы р. з. э. и изменение состава ее на различных этапах осадочного цикла, сопоставленные с различием химических свойств элементов этой группы, дает возможность судить о физико-химических процессах, происходящих на различных стадиях литогенеза.

Изучение р. з. э. в современных осадках начал на Черном море Э. А. Остроумов (1953), исследовав четыре станции по разрезу Ялта — Батуми. Было проведено определение содержания редкоземельных элементов с расшифровкой суммы в отдельных слоях осадков глинистого, глинисто-алевритового и известкового илов по вертикали.

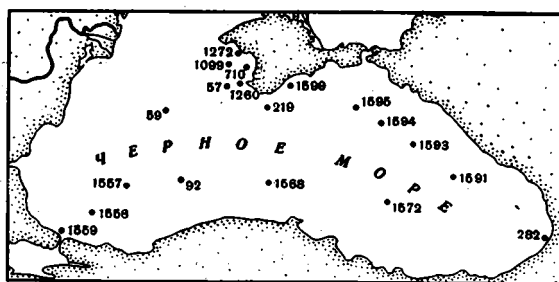
Работы, проведенные позже различными исследователями по геохимии осадков Черного моря, позволили выявить закономерности распределения большого числа рассеянных элементов и их геохимическое поведение при формировании осадков бассейна, что заставило нас вновь обратиться к изучению р. з. э. для более детального рассмотрения закономерностей их поведения в седиментогенезе и диагенезе современных морских осадков.

Материалом настоящей работы послужили пробы поверхностного слоя осадков, четырех колонок по вертикали осадков и железо-марганцевых конкреций, собранные в разное время на судне «Академик С. Вавилов». Расположение станций, где отобраны пробы, приведено на фиг. 1.

Определение суммы р. з. э. проводилось колориметрически по реакции с «арсеназо-1» (Зайковский, Башмакова, 1959). Разделение редких земель для расшифровки состава суммы осуществлялось методом хроматографии на бумаге (Гельман, Варшал, Богданова, Князева, 1963; Варшал, Рябчиков, 1964).

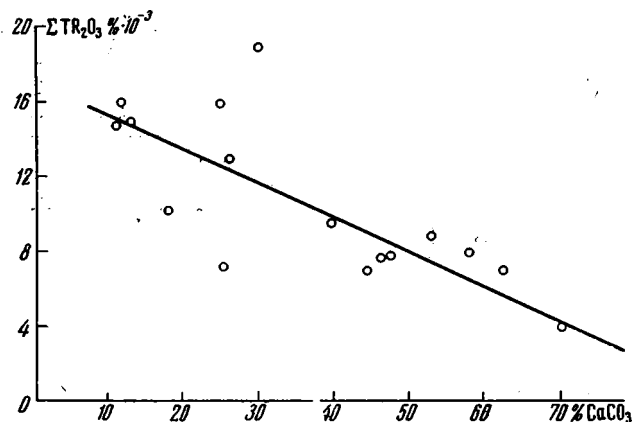
Определение р. з. э. в поверхностном слое осадков проведено на 19 станциях, расположенных по всей площади моря. Данные приведены в табл. 1. Осадки на изученных станциях в основном представлены вос-

становленными глинистыми и известково-глинистыми серыми илами. Только поверхностные пробы поля железо-марганцевых конкреций (станции 710, 1099, 1260, 1272) представляют собой окисленные илы желтовато-бурого и коричневого цветов. Содержание суммы окислов р. з. э. (ΣTR_2O_3) в поверхностном слое осадков 0,004—0,019%. Минимальные



Фиг. 1. Схема расположения станций, где отобраны пробы для исследования

концентрации ΣTR_2O_3 наблюдаются в высококарбонатных осадках халистатических областей восточной и западной частей моря. Здесь содержание ΣTR_2O_3 0,004—0,008%. Осадки вблизи берегов, содержащие, как правило, меньше $CaCO_3$, имеют более высокие концентрации ΣTR_2O_3 : 0,012—0,019%; исключение — осадки поля марганцевых конкреций, где, несмотря на близость берегов и малые глубины, низкие содержания ΣTR_2O_3 : 0,007—0,012%.



Фиг. 2. Зависимость содержания суммы р.з.э. от концентрации $CaCO_3$ в осадках

Исследования, проведенные ранее, показали, что в современных осадках и осадочных породах карбонат кальция, являясь только разбавителем, понижает содержание р. з. э. в исследуемом материале (Остроумов, 1953; Балашов, Ронов, Мигдисов, Туранская, 1964; Волков, Фомина, 1967). Поскольку р. з. э. с карбонатом кальция генетически не связаны, между содержанием $CaCO_3$ и концентрацией ΣTR в осадках существует обратная зависимость, которая видна на фиг. 2. Этот факт указывает на тесную связь р. з. э. с терригенным глинистым веществом осадков.

Чтобы яснее представить себе закономерности распределения р. з. э. в поверхностном слое отложений и исключить маскирующее действие карбонатности, результаты определений были пересчитаны на бескарбонатное вещество (табл. 2). Данные табл. 2 показывают, что в расчете на бескарбонатное вещество содержание ΣTR в осадках имеет более высо-

Таблица 1

Редкоземельные элементы в поверхностном слое осадков Черного моря

Стан- ции	Глуби- на, м	Гори- зонт, см	Характеристика осадка	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ окис- лов, %	Окислы р. з. э., % к сумме*											ΣCe ΣY
					La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd+Eu	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Yb	
710	86	0—1	Ил глинисто-известковый, желтовато-бурый	0,007	19,7	33,8	5,0	15,0	5,0	5,2	13,9	0,4	—	1,0	1,0	5,1
1099	122	0—1	Ил глинистый, светло-серый с буроватым оттенком	0,008	19,1	31,4	9,8	15,4	3,1	2,8	15,4	0,6	—	1,2	1,2	4,4
1260	138	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый с серым оттенком	0,012	20,5	32,6	8,9	13,3	3,1	2,7	15,9	0,6	—	1,2	1,2	4,3
1272	92	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый с коричневым оттенком; створки раковин	0,007	19,8	35,4	7,2	15,2	3,3	2,4	14,7	0,4	—	0,8	0,8	5,0
57	192	0—12	Ил глинисто-известковый, серый; включения гидротроилита	0,016	15,4	37,4	4,0	16,0	3,3	3,3	15,7	2,0	1,3	1,0	0,6	3,8
59	940	0—15	Ил известково-глинистый, серый, слоистый	0,007	17,7	31,6	5,1	18,7	3,9	3,4	16,0	2,5	0,3	0,5	0,3	4,1
92	2122	0—15	Ил известковый, серый, слоистый	0,004	18,6	30,2	6,5	19,3	3,3	3,0	16,0	1,8	—	0,8	0,5	4,2
219	1319	Верх	Ил глинисто-известковый, серый с зеленоватым оттенком	0,013	17,6	35,7	5,1	18,9	4,2	4,4	12,7	0,8	—	0,4	0,2	6,0
282	500	»	Глина очень плотная, пластичная, синевато-черная	0,010	16,5	37,2	4,5	15,8	3,5	3,2	13,8	3,7	0,2	1,1	0,5	4,2
1557	2161	0—5	Ил глинистый, серый	0,015	16,2	39,2	2,8	18,8	2,5	3,0	14,8	1,7	—	0,6	0,4	4,7
1558	2066	0—3	Ил глинистый, черный	0,015	17,4	36,6	3,5	18,2	3,5	3,5	14,0	1,6	0,3	0,7	0,7	4,7
1559	240	0—5	Ил глинистый, темно-серый	0,016	13,9	41,7	2,3	19,9	3,4	3,0	12,8	1,3	0,3	0,7	0,7	5,3
1568	2225	0—5	Ил известково-глинистый, серый, тонкослоистый	0,008	17,1	39,3	3,9	17,5	2,8	2,8	13,8	1,5	0,2	0,8	0,3	5,0
1572	2150	0—3	Ил известково-глинистый, серый	0,008	18,1	34,8	4,8	17,3	2,4	2,4	17,0	1,3	0,4	0,9	0,6	4,0
1591	2077	0—3	Ил известково-глинистый, серый	0,010	19,7	35,6	4,2	15,7	2,1	2,2	17,2	1,0	0,5	1,0	0,8	3,8
1593	2179	0—5	Ил известковый, серый, слоистый	0,008	18,1	32,9	5,8	16,5	2,4	2,8	17,3	2,6	0,4	0,8	0,4	3,6
1594	2158	0—3	Ил известковый, серый, тонкослоистый	0,007	17,2	36,9	4,6	16,3	2,6	2,6	16,6	1,7	—	1,0	0,5	4,0
1595	1969	0—15	Ил известковый, тонкослоистый	0,009	19,5	32,3	6,3	17,0	2,7	3,5	14,9	2,3	0,3	0,6	0,6	4,3
1599	137	0—5	Ил глинисто-известковый, серый	0,019	17,1	40,5	4,2	18,3	2,8	2,3	12,6	1,0	0,2	0,6	0,4	5,7
Среднее				0,011	17,9	35,6	4,6	17,2	3,2	3,2	15,0	1,5	0,2	0,8	0,6	4,5

*Ti и Lu не были обнаружены

Содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в поверхностном слое осадков в расчете на бескарбонатное вещество

№ станции	Горизонт, см	CaCO_3 , %	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, %	
			в натуральном веществе осадков	в расчете на бес- карбонатное в-во
710	0—1	24,15	0,007	0,009
1099	0—1	—	0,008	—
1260	0—1	—	0,012	—
1272	0—1	—	0,007	—
57	0—12	24,95	0,016	0,021
59	0—15	43,83	0,007	0,013
92	0—15	70,57	0,004	0,014
249	Верх	26,10	0,013	0,018
282	»	17,07	0,010	0,012
1557	0—5	12,36	0,015	0,017
1558	0—3	11,45	0,015	0,017
1559	0—5	11,05	0,016	0,018
1568	0—5	46,02	0,008	0,015
1572	0—3	47,61	0,008	0,015
1591	0—3	41,36	0,010	0,017
1593	0—5	58,03	0,008	0,019
1594	0—3	61,91	0,007	0,018
1595	0—15	53,00	0,009	0,019
1599	0—5	30,27	0,019	0,027
Среднее			0,011	0,017

кие и ровные значения: 0,012—0,027% (исключая осадки поля марганцевых конкреций). Увеличивается и среднее содержание суммы редких земель в осадках поверхностного слоя. Если в расчете на натуральное вещество осадков $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в среднем 0,011%, то в расчете на бескарбонатное вещество среднее содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ повышается до 0,017%. Последняя величина, выражающая концентрацию р. з. э. в глинистом веществе осадков, близка к такой для глин Русской платформы, которая по данным А. Б. Роннова, Ю. А. Балашова и А. А. Мигдисова (1967), равна 0,02%, а также к среднему содержанию в осадочных породах и земной коре (Minami, 1935; Виноградов, 1957).

Сравнительная малочисленность данных не позволяет сделать исчерпывающих выводов о распределении р. з. э. по площади дна моря. Однако следует отметить, что в осадках центральной части халистатических зон западной и восточной половин моря содержание р. з. э. в расчете на бескарбонатное вещество значительно повышается. И если в западной халистатизе содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ несколько понижено (станции 59, 92), то в осадках центральной части восточной половины моря (станции 1591, 1593, 1594, 1595) оно отвечает примерно среднему или даже немного выше его. Все это позволяет сделать вывод о тесной генетической связи в процессе седиментации р. з. э. с терригенным глинистым веществом.

Распределение р. з. э. изучено и в четырех колонках донных отложений (табл. 3), расположенных попарно в восточной и западной половинах моря. Материал колонок представлен глинистыми и известковыми илами, имеющими в толще прослой сапропелевого ила, сильно обогащенного органическим веществом. Как и в поверхностном слое, содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ по вертикали в глинистых и известковых илах изменяется в зависимости от карбонатности, но колебания незначительны. Среднее содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ для глинистых и известково-глинистых илов толщи осадков в расчете на бескарбонатное вещество равно 0,015%, для сапропелевых илов — 0,010%.

Таблица 3

Редкоземельные элементы в толще осадков Черного моря

№ стан- ции	Глуби- на, м	Горизонт, см	Характеристика осадка	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, %	Окислы р. з. э., % к сумме*											$\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$
					La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd+Eu	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Yb	
59	940	0—15	Ил глинистый, серый, слоистый (А)	0,007	17,7	31,6	5,1	18,7	3,9	3,4	16,0	2,5	0,3	0,5	0,3	4,1
59	940	20—30	Ил глинистый, зеленовато-бурый (В)	0,007	13,6	36,5	4,1	20,5	2,6	2,9	16,3	1,8	0,3	0,7	0,7	4,0
59	940	297—310	Ил глинистый, темно-серый, примазки гидротроилита (С)	0,018	14,5	36,0	8,8	19,7	3,3	3,6	11,4	1,3	0,3	0,6	0,5	6,0
59	940	960—970	Ил глинистый, серый с зеленоватым оттенком (С)	0,017	14,6	38,8	4,4	19,7	3,1	3,2	13,4	1,7	0,3	0,5	0,3	5,2
92	2122	0—15	Ил глинисто-известковый, слоистый (А)	0,004	18,6	30,2	6,5	19,3	3,3	3,0	16,0	1,8	—	0,8	0,5	4,2
92	2122	53—67	Ил сапропелевый, темно-бурый (В)	0,008	17,8	26,9	3,6	18,4	3,1	3,1	22,7	2,7	0,3	0,7	0,7	2,7
92	2122	300—316	Ил глинистый, светло-серый (С)	0,012	13,4	38,9	4,0	19,7	2,8	2,9	15,0	2,0	0,3	0,6	0,4	4,4
92	2122	830—840	Ил глинистый, серый (С)	0,009	13,4	33,3	6,3	22,0	3,0	3,5	15,6	1,2	0,4	0,7	0,6	4,4
1572	2150	0—3	Ил глинисто-известковый, серый, полужидкий (А)	0,008	18,1	34,8	4,8	17,3	2,4	2,4	17,0	1,3	0,4	0,9	0,6	4,0
1572	2150	25—50	Ил сапропелевый, бурый с зеленоватым оттенком, тонкослоистый (В)	0,006	16,0	28,5	3,9	20,8	2,7	2,8	23,0	1,5	0,3	0,5	—	2,9
1572	2150	62—72	Ил глинистый, серый (С)	0,009	17,4	38,1	3,9	17,9	2,6	2,9	14,8	1,3	0,2	0,5	0,4	5,6
1572	2150	130—140	Ил глинистый, серый, очень плотный (С)	0,009	16,4	33,8	4,4	18,2	3,7	3,8	16,8	1,3	0,4	0,7	0,5	4,1
1572	2150	226—238	Ил глинистый, серый (С)	0,010	17,7	36,6	3,3	18,5	3,1	3,1	14,8	1,2	0,3	0,9	0,6	4,6
1572	2150	280—290	Ил известковый, серый, полужидкий (А)	0,010	16,7	37,6	4,0	17,8	3,0	3,1	14,9	1,2	0,3	0,8	0,6	4,6
1594	2158	0—3	Ил сапропелевый, темно-бурый, плотный, слоистый (В)	0,007	17,2	36,9	4,6	16,3	2,6	2,6	16,6	1,7	—	1,0	0,5	4,0
1594	2158	60—70	Ил глинистый с примесью алеврита, серый (С)	0,009	17,6	38,5	4,2	19,9	2,4	2,8	12,1	1,3	0,3	0,5	0,4	5,9
1594	2158	98—108	Ил глинистый с примесью алеврита, серый (С)	0,015**	16,2	35,8	4,9	18,9	3,0	3,1	15,1	1,5	0,3	0,8	0,4	4,5
			Среднее для глинистых и известково-глинистых илов	0,010**	15,6	28,8	3,8	19,6	3,1	3,2	22,4	2,1	0,3	0,7	0,4	2,8

* Ti и Lu не были обнаружены. ** В расчете на бескарбонатное вещество.

Примечание. А — современные отложения; В — древнечерноморские отложения; С — нововексинские отложения.

Таким образом, среднее содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в толще отложений несколько ниже, чем для глинистых и известковых илов поверхностного слоя осадков.

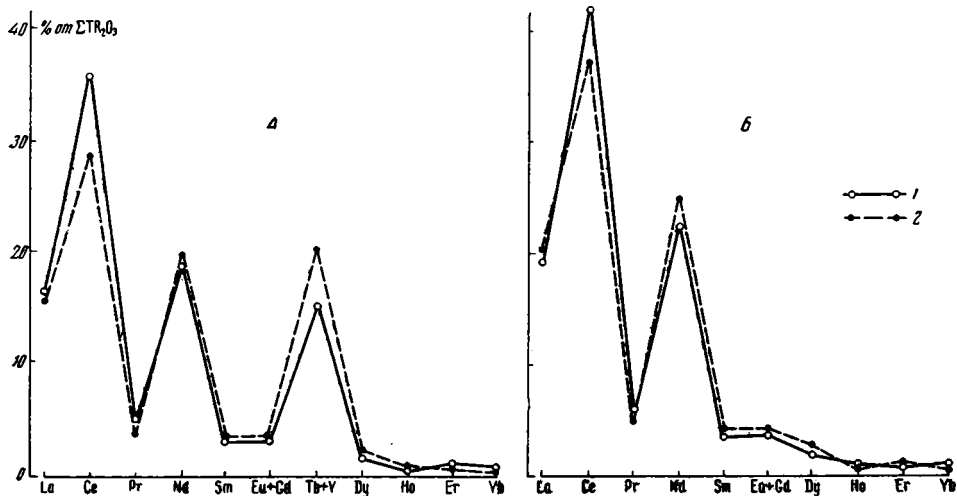
Состав суммы р. з. э. в поверхностном слое осадков относительно постоянен (см. табл. 1). Преобладает цериевая подгруппа. Содержание элементов этой подгруппы 78,5—85,8% $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, в соответствии с этим $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ составляет 3,6—6,0, в среднем 4,5. Однако следует отметить, что с удалением от берега наблюдается изменение состава р. з. э. в осадках, направленное в сторону обогащения элементами иттриевой подгруппы. В центральных частях западной и восточной половин моря, в зонах хоалистаз, состав р. з. э. осадков характеризуется наиболее низкими значениями $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$, равными 3,6—4,2 (станции 59, 92, 1591, 1593, 1594, 1595). Если же произвести расчет средних значений $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ отдельно для осадков мелководья и материкового склона (глубины менее 1800 м) и для глубоководных осадков (глубины примерно 2000 м и более), то получим соответственно средние значения 4,8 и 4,2. Сравнительно небольшой фактический материал по поверхностному слою осадков, которым мы располагаем, не позволяет более убедительно показать дифференциацию состава р. з. э. в процессе осадкообразования.

Состав $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ по вертикали осадков (см. табл. 3) подвержен более сильным колебаниям исключительно за счет сапропелевых илов древнечерноморских отложений моря. Если же рассматривать только глинистые и известковые илы толщи осадков, то состав р. з. э. в них аналогичен поверхностным. Состав $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в этом случае также характеризуется преобладанием элементов цериевой подгруппы (79,7—85,9% $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$). Средняя величина $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y} = 4,5$, т. е., как и в поверхностном слое.

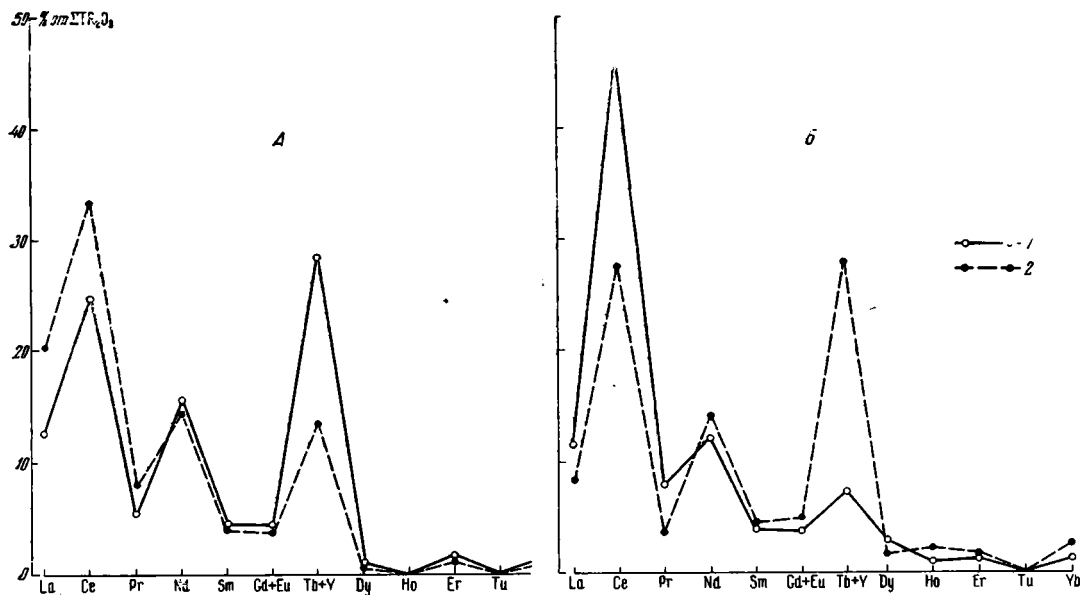
Сапропелевые илы древнечерноморских отложений характеризуются очень высокими концентрациями органического вещества. Приведенные в табл. 3 образцы сапропелей содержат: ст. 92, гор. 53—67 см, $C_{\text{орг}} = 15,69\%$; ст. 1572, гор. 25—50 см, $C_{\text{орг}} = 16,67\%$; ст. 1594, гор. 60—70 см, $C_{\text{орг}} = 15,29\%$. Для них характерно пониженное содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ и несколько отличный от глинистых илов состав р. з. э. Для сапропелевых илов содержание элементов цериевой подгруппы в среднем равно 74,0% $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ и $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ поэтому уменьшается до 2,8. Таким образом, они относительно богаче элементами иттриевой подгруппы, главным образом за счет самого иттрия.

Рассматривая изменение состава р. з. э. от поверхности осадков по колонкам вниз (см. табл. 3), можно заметить, что в нижних частях колонок в новоевксинских отложениях во всех случаях (правда, в разной степени) происходит увеличение содержания элементов цериевой подгруппы в составе суммы и $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ возрастает до величин, характерных для мелководных осадков. Этот факт интересен прежде всего потому, что колонки взяты в центральных частях моря в районе халистаз, где, как было показано выше, наблюдаются минимальные отношения $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ в осадках на поверхности. Следовательно, в новоевксинское время дифференциация состава суммы р. з. э. была сильно уменьшена или совсем отсутствовала. Объясняется это, по-видимому, более интенсивным гидродинамическим режимом Черного моря в новоевксинское время и большей скоростью осадкообразования, о чем свидетельствует нахождение прослоев алевролита и даже песков в толще отложений новоевксинских осадков в центральных частях моря (Страхов, 1963). При этом, естественно, сортировка и дифференциация осадочного материала была ослаблена, а в силу этого была сведена на нет или сильно уменьшена и дифференциация состава редких земель в осадках.

Прослой сапропелевых илов в древнечерноморских отложениях, наоборот, по-видимому, сформировались в результате очень малой скорости осадкообразования, при относительно невысоком приносе в центральные части моря терригенного глинистого материала. Первичное



Фиг. 3. Состав суммы р.з.э. в глинистых и сапропелевых илах Черного моря
А — состав $\Sigma \text{RE}_2\text{O}_3$, включая Y; Б — состав $\Sigma \text{RE}_2\text{O}_3$ без Y. 1 — глинистые и известково-глинистые илы; 2 — сапропелевые илы



Фиг. 4. Состав суммы р.з.э. в железо-марганцевых конкрециях и вмещающих илах Черного моря (А) и Тихого океана (Б)
1 — конкреции; 2 — вмещающие осадки

органическое вещество, послужившее источником образования сапропелей, обеднено р. з. э. Поскольку содержание органического вещества очень велико, оно, разбавляя глинистый материал, понижает концентрацию $\Sigma \text{RE}_2\text{O}_3$ в осадках. Но, обладая высокой сорбционной и комплексобразующей способностью, отмершее органическое вещество в ходе седиментации извлекало р. з. э., растворенные в морской воде. Известно, что состав ΣTR морской воды резко отличен от такого осадочных пород и современных осадков и характеризуется увеличенным относительным содержанием элементов иттриевой подгруппы ($\Sigma \text{Ce} / \Sigma \text{Y} \approx 0,9$) (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963). По-видимому, самое высокое содержание в

морской воде имеет сам иттрий, образующий наиболее прочные комплексные соединения с органическими и неорганическими анионами. Поэтому взвешенное органическое вещество, опускаясь на дно и связывая в числе прочих и р. з. э., из числа последних обогащается в наибольшей степени иттрием. Поэтому же в сапропелевых прослоях наблюдается относительное обогащение элементами иттриевой группы, точнее, самим иттрием, поскольку из других элементов ΣY с большой осторожностью можно говорить только об обогащении Dy. На фиг. 3 видно, что при пересчете состава суммы редких земель на сумму без Y разница между составами ΣTR_2O_3 глинистых и сапропелевых илов несколько сглаживается.

Исследования по распределению редких земель в железо-марганцевых конкрециях впервые были проведены на двух конкрециях Индийского океана (Пачаджанов, Бандуркин, Мигдисов, Гириш, 1963). Относительный состав суммы р. з. э. по отношению к лантану, принятому за единицу, для одной конкреции Тихого океана приводится Е. Гольдбергом (Goldberg, Koide, Schmitt Smith, 1963). Распределению и перераспределению р. з. э. в осадках и железо-марганцевых конкрециях Тихого и Индийского океанов посвящены наши ранее опубликованные работы (Фомина, 1966; Волков, Фомина, 1967). Содержание ΣTR_2O_3 в железо-марганцевых конкрециях океана сильно повышено по сравнению с вмещающими илами. Концентрирование р. з. э. в железо-марганцевых конкрециях происходит неравномерно в отношении отдельных элементов, что приводит к изменению состава ΣTR_2O_3 . Фракционирование состава р. з. э., происходящее при образовании железо-марганцевых конкреций в осадках океана, обязано окислительно-восстановительным и сорбционным процессам, протекающим в океанской воде. По сравнению с осадками, в железо-марганцевых конкрециях океана преимущественно накапливаются элементы цериевой подгруппы (в первую очередь, Ce и Pr) и резко понижено содержание иттрия, в то время как в воде океана преобладают элементы иттриевой подгруппы и резко уменьшено содержание церия (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963).

Нам представлялось интересным для сравнения изучить поведение р. з. э. при образовании железо-марганцевых конкреций Черного моря. Закономерности образования, химический состав и перераспределение основных и некоторых рассеянных элементов при формировании этих конкреций были изучены ранее (Волков, Севастьянов, 1968).

Как видно из полученных данных (табл. 4), осадки поля марганцевых конкреций имеют низкие содержания р. з. э. Самое высокое содержание ΣTR_2O_3 для поля конкреций на станции 1260 равно 0,012% в расчете на окиси; для других станций оно не выше 0,009%. Проведенные исследования показали отсутствие процессов перераспределения р. з. э. между восстановленным и окисленным слоем осадков Черного моря. Концентрация ΣTR_2O_3 в горизонте 0—1 см (окисленный слой) и подстилающем горизонте 15—20 см (восстановленный слой) одинакова.

Преобладающая подгруппа р. з. э. в осадках — цериевая; $\Sigma Ce/\Sigma Y$ для вмещающих илов поля марганцевых конкреций 5,2; накопления р. з. э. в железо-марганцевых конкрециях Черного моря не обнаружено. Результаты, полученные для конкреций, показывают, что содержание р. з. э. в них понижено по сравнению с вмещающими илами (см. табл. 4). Средняя концентрация ΣTR_2O_3 для конкреций 0,005%.

Состав суммы р. з. э. в конкрециях в основном, вероятно, определяется лантаноидами глинистого вещества осадков. При образовании железо-марганцевых конкреций глинистое вещество ведет себя инертно и попадает в конкреции только в качестве механической примеси, вместе с ним в конкреции попадают и р. з. э. Состав ΣTR_2O_3 конкреций отличен от состава вмещающих илов. Сумма р. з. э. обогащена в конкрециях иттрием; $\Sigma Ce/\Sigma Y$ для конкреций равно 2,0. Изменение состава ΣTR_2O_3 видно

Таблица 4

Редкоземельные элементы в железо-марганцевых конкрециях и вмещающих илах Черного моря

№ станции	Глубина, м	Горизонт, см	Характеристика осадка	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$, %	Окислы р.з.э., % к сумме													$\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$
					La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd+Eu	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	
710	86	Конкреция		0,007	12,8	21,5	4,7	18,6	5,0	4,6	30,4	0,6	—	1,2	—	0,6	—	2,0
710	86	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый	0,007	19,7	33,8	5,0	15,0	5,0	5,2	13,9	0,4	—	1,0	—	1,0	—	5,1
710	86	15—20	Ил глинистый, серый, плотный	0,008	22,1	32,9	8,8	13,2	4,2	3,6	13,4	0,4	—	0,8	—	0,6	—	5,5
1099	122	Конкреция		0,006	8,8	26,9	5,4	14,7	4,4	4,4	31,0	1,1	—	2,2	—	1,1	—	1,8
1099	122	0—1	Ил глинистый, полужидкий, светло-серый с буроватым оттенком	0,003	19,1	31,4	9,8	15,4	3,1	2,8	15,4	0,6	—	1,2	—	1,2	—	4,4
1099	122	17—20	Ил глинистый, серый	0,008	20,8	33,7	8,3	11,9	6,4	6,1	9,5	0,7	—	1,3	—	1,3	—	6,8
1260	138	Конкреция		0,005	16,4	23,5	4,5	15,2	4,8	4,6	27,3	0,4	—	1,0	0,4	1,5	0,4	2,2
1260	138	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый с серым оттенком	0,012	20,5	32,6	8,9	13,3	3,1	2,7	15,9	0,6	—	1,2	—	1,2	—	4,3
1260	138	15—20	Ил глинистый, плотный, темно-серый	0,012	18,9	33,5	6,9	15,0	4,7	4,5	14,0	0,5	—	1,0	—	1,0	—	5,0
1272	92	Конкреция		0,012	13,0	26,1	7,6	13,8	3,6	4,2	24,4	1,0	—	2,9	0,5	2,4	0,5	2,1
1272	92	0—1	Ил глинистый, желтовато-бурый с коричневым оттенком	0,007	19,8	35,4	7,2	15,2	3,3	2,4	14,7	0,4	—	0,8	—	0,8	—	5,0
1272	92	16—20	Ил глинистый, серый, плотный	0,007	21,4	36,7	9,2	15,5	2,0	2,1	11,6	0,3	—	0,6	—	0,6	—	6,6
Среднее для конкреций				0,005	12,8	24,5	5,6	15,6	4,4	4,4	28,3	0,8	—	1,8	0,2	1,4	0,2	2,0
Среднее для вмещающих илов				0,009	20,3	33,6	8,0	14,3	4,0	3,7	13,5	0,5	—	1,0	—	1,1	—	5,2

на фиг. 4, А. Железо-марганцевые конкреции Черного моря практически не накапливают в себе ни цериевой, ни иттриевой подгрупп р. з. э. По сравнению с вмещающими илами в составе р. з. э. конкреций относительно меньше лантана и церия. Только иттрий дает резкое увеличение относительного содержания в конкрециях.

Накопление иттрия в черноморских конкрециях, вероятно, связано с процессами, происходящими в придонном слое морской воды. В перераспределении элементов, происходящем при образовании железо-марганцевых конкреций в Черном море, активно участвует фосфор (Волков, Севастьянов, 1968). Вследствие того, что содержание фосфатов в иловых водах восстановленной зоны осадков значительно выше, чем в окисленном слое, происходит миграция их в поверхностный слой — концентрирование фосфатов в окисленных осадках и конкрециях. Окисленный слой осадков содержит 0,37% P_2O_5 , восстановленный — 0,19% (средние величины); концентрация фосфора в железо-марганцевых конкрециях достигает 3,64%, считая P_2O_5 . Значительное содержание в окисленном слое и придонной воде растворимых фосфатов ведет к связыванию р. з. э., растворенных в придонной воде. В дальнейшем вместе с фосфатами железа р. з. э. попадают в железо-марганцевые конкреции. Так как концентрация иттрия в воде выше, чем других элементов группы р. з. э., обогащение суммы р. з. э. конкреций происходит в основном иттрием.

Таким образом, состав ΣTR_2O_3 в железо-марганцевых конкрециях Черного моря определяется двумя процессами: в первую очередь поступлением их в составе глинистого материала и затем в виде фосфатов совместно с фосфатами железа. Именно за счет второго источника состав ΣTR_2O_3 конкреций отличается от вмещающих осадков.

Если сравнить изменение составов ΣTR_2O_3 при формировании железо-марганцевых конкреций океанов и конкреций Черного моря (фиг. 4, А, Б), то можно отметить следующее. В процессе образования конкреций в океане происходит концентрирование р. з. э. (коэффициент обогащения 6,7) и фракционирование их состава (Волков, Фомина, 1967). Фракционирование направлено в сторону обогащения ΣTR_2O_3 конкреций элементами цериевой подгруппы за счет иттриевых земель, относительное содержание которых при этом уменьшается ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 6,1$). Особенно резко увеличивается содержание церия и празеодима и уменьшается содержание иттрия. При образовании железо-марганцевых конкреций Черного моря концентрирование р. з. э. не происходит, конкреции обеднены ими по сравнению с вмещающими илами (коэффициент обогащения $\sim 0,5$). В черноморских конкрециях наблюдается уменьшение содержания элементов цериевой подгруппы при относительном повышении содержания иттриевой подгруппы за счет, главным образом, самого иттрия ($\Sigma Ce/\Sigma Y = 2,0$). Увеличение содержания иттрия уменьшает в составе суммы р. з. э. содержание лантана, церия и празеодима.

И в океане, и в Черном море, следовательно, фракционирование состава ΣTR_2O_3 при образовании конкреций осуществляется за счет р. з. э. морской воды, но механизм процессов связывания р. з. э. в том и другом случае существенно различен. В конкреции океана р. з. э. попадают вместе с гидроокислами трехвалентного железа и главным образом четырехвалентного марганца, которые извлекают редкоземельные элементы при осаждении на дно из всей толщи океанской воды, (а преимущественно церий и празеодим в высшей степени окисления) с включением их в структуру полиперманганитов. Происходит это за счет значительно более легкой гидролизуемости церия в четырехвалентном состоянии и ввиду близости ионных радиусов Ce^{4+} (и Pr^{4+}) к ионным радиусам двухвалентных элементов, обычно входящих в состав полиперманганитов. В Черном море при образовании конкреций ввиду высоких концентраций фосфатов в иловой и придонной воде происходит связывание целиком всей ΣTR_2O_3 , растворенных в воде, и учитывая доминирующее

Состав суммы р. з. э. в современных осадках и осадочных породах

Породы	Оксиды р. з. э., % к сумме										ΣCe ΣY	Источник
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Yb	
Северо-американские осадочные породы *	17,4	34,0	4,5	16,7	3,1	3,6	16,2	—	0,7	1,7	1,6	Wildeman, Haskin, 1965
	20,7	40,7	5,4	19,9	3,7	4,3	—	—	0,8	2,0	1,9	
Глины русской платформы *	17,8	35,1	4,7	16,8	3,9	4,1	13,2	2,0	—	1,4	1,1	Ронов, Балашов, Мигдисов, 1967
	20,5	40,4	5,4	19,4	4,5	4,7	—	2,3	—	1,6	1,3	
Илы Черного моря	17,9	35,6	4,6	17,2	3,2	3,2	15,0	1,5	0,2	0,8	0,6	Табл. 1 настоящей статьи
	21,0	41,9	5,4	20,2	3,8	3,8	—	1,8	0,2	1,0	0,7	
Глинистые илы Тихого океана (красные глины)	14,3	32,1	4,1	16,4	3,0	4,0	22,0	0,9	0,3	1,4	1,3	Волков, Фомина, 1967
	18,3	41,1	5,2	21,5	3,8	5,1	—	1,1	0,4	1,8	1,6	

* Данные пересчитаны нами; **—сумма р. з. э., включая Y, б—сумма р. з. э. без Y.

положение иттрия в ΣTR морской воды, обогащение конкреций происходит именно иттрием.

Процессы связывания иттрия в придонной воде и перевода его в осадки в результате взаимодействия с фосфатами поверхностного слоя наиболее отражены на составе р. з. э. конкреций. Но отчасти это сказывается и на составе р. з. э. поверхностного окисленного слоя осадков. По сравнению с подстилающим восстановленным илом окисленный слой имеет во всех пробах меньшее $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$, и содержание Y в составе ΣTR здесь во всех случаях повышено.

Таким образом, изучение распределения р. з. э. в осадках Черного моря показывает, что состав ΣTR — весьма чувствительный индикатор процессов осадкообразования и диагенеза. Установлено, что с удалением от берега в центральные части моря ΣTR обогащается иттриевой подгруппой, что можно видеть по уменьшению $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ в составе р. з. э. Состав суммы чрезвычайно чувствителен к изменению условий осадкообразования (сапропелевые илы древнечерноморских отложений, нововесинские осадки). В процессе перераспределения элементов в диагенезе с образованием железомарганцевых конкреций также происходит изменение состава ΣTR , причем в зависимости от условий и механизма процесса поступления исходных компонентов при образовании железомарганцевых конкреций состава суммы р. з. э. конкреций может изменяться, и довольно значительно, как в сторону преобладающего накопления элементов цериевой подгруппы (океанские конкреции), так и в сторону относительного обогащения иттриевой подгруппой (мелководные морские конкреции).

Вопросу дифференциации р.з.э. в осадочном процессе посвящены работы Ю. А. Балашова (Балашов и др., 1964; Ронов и др., 1967; Балашов, Лисицын, 1968). В этих работах, исходя из различия химических свойств лантаноидов, форм их миграции в речном стоке и данных по распределению в воде, взвеси и осадках океана, делается вывод об обогащении пелагических осадков океана средними (и частично тяжелыми) элементами группы р. з. э.

Фактический материал по концентрации и составу суммы р.з.э. в осадках Черного моря, приведенный выше, позволяет заключить, что фракционирование состава ΣTR (включая иттрий) в осадочном процессе действительно происходит, однако в большинстве случаев фракционирование р.з.э. и особенно изменение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ связано главным образом с изменением содержания иттрия в составе ΣTR_2O_3 . В осадках Черного моря это в основном проявляется в составах р.з.э. сапропелевых илов и железо-марганцевых конкреций.

При сравнении средних составов суммы р.з.э. осадочных пород суши (особенно глины Русской платформы), осадков Черного моря и красных глин Тихого океана (табл. 5) видно, что в этом ряду происходит закономерное изменение, направленное в сторону обогащения осадков океана иттриевыми землями, при этом $\Sigma Ce/\Sigma Y$ уменьшается от 4,7 до 2,9. Происходит это главным образом (вернее, исключительно) за счет увеличения содержания иттрия в составе ΣTR_2O_3 с 13 до 22%. В этом же ряду элементы цериевой подгруппы La, Ce, Pr, Nd и Sm закономерно, но менее ярко выражено, уменьшают концентрации в составе ΣTR_2O_3 , аналогично ведет себя Dy. Для остальных элементов какой-либо закономерности заметить не удается.

Определяющее влияние иттрия на изменение состава р.з.э. при переходе от осадочных пород суши к глубоководным отложениям океана становится совершенно ясным, если исключить иттрий из состава р.з.э. (см. табл. 5). В этом случае из данных табл. 5 видно, что состав р.з.э. современных осадков Черного моря и красных глин океана сходен с осадочными породами суши.

Таким образом, глинистые осадки суши и современных донных отложений по составу собственно р.з.э. идентичны, и различаются только содержанием иттрия, который, хотя и очень близок по химическим свойствам к лантаноидам, обладает в осадочном процессе значительно более высокой лабильностью (геохимической подвижностью), имеет более высокие концентрации в воде океана, значительно большее «время жизни» в океане и в силу этих своих качеств преимущественно накапливается в пелагических осадках океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А., Лисицын А. П. Миграция редкоземельных элементов в океане.— В сб.: Океанологические исследования, № 18. М., «Наука», 1968.
- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе.— Геохимия, 1964, № 10.
- Варшал Г. М., Рябчиков Д. И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах, минералах и сплавах.— Ж. аналит. химии, 1964, т. 19, вып. 2.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. 2, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Волков И. И., Фомина Л. С. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Гельман Е. М., Варшал Г. М., Богданова В. М., Князева Д. Н. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения р.з.э. при анализе природных материалов.— В кн.: Редкоземельные элементы. М., «Наука», 1963.

- Зайковский Ф. В., Башмакова В. С. Колориметрический метод определения суммы редкоземельных элементов в рудах.— В кн.: Методы химического анализа минерального сырья, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Остроумов Э. А. Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 5.
- Пачаджанов Д. Н., Бандуркин Г. А., Мигдисов А. А., Гирин Ю. П. Некоторые данные по геохимии марганцевых конкреций Индийского океана.— Геохимия, 1963, № 5.
- Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле.— Геохимия, 1967, № 1.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Фомина Л. С. Накопление и перераспределение редкоземельных элементов при образовании железо-марганцевых конкреций океана. Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 5.
- Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare — Earth Distributions in the marine environment— J. Geophys. Res., 1963, v. 68, No. 14.
- Minami E. Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschifern.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1935, v. 1, No. 14.
- Wildeman R., Haskin L. Rare — Earth elements in ocean sediments.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, No. 12.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
31.VII.1969

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВИДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV,
A. P. LISITZIN, O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV,
A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,
V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief), V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 2/II-1970 г. Т-04495 Подписано к печати 2/IV-1970 г. Тираж 1345 экз.
Зак. 4051 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5 Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. листов 15,0

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:**

Бурилина Л. В. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ. 7 л. 70 к.

Работа посвящена литолого-фацальной характеристике кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии. Разработаны минералогические и литологические критерии для расчленения внешне монотонной, почти лишенной органических остатков рыхлой толщи кайнозойских отложений. Прослеживается история геологического развития и палеогеография этой впадины на кайнозойском этапе ее развития. Дается оценка перспективности кайнозойских отложений в отношении полезных ископаемых.

Работа представляет интерес для геологов, работающих в Приамурье, и литологов, занимающихся литолого-фацальным анализом.

ГЕОЛОГИЯ И КАЛИЕНОСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ДРУГИХ РАЙОНОВ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ СССР. 25 л. 2 р. 70 к.

В сборнике приведены новые данные по геологии, литологии, геохимии, бороносности, рассолам и перспективам калиеносности юга Сибирской платформы, а также материалы по геологическому строению некоторых других районов соленакопления Советского Союза и их калиеносности, в основном, Припятской впадины и Средней Азии. Освещаются также некоторые общие вопросы строения и условий образования соленосных толщ и калийных горизонтов.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов, интересующихся геологией, геохимией и полезными ископаемыми областей соленакопления.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 18 л. 2 р.

В сборнике приведены новые материалы по возрастной классификации и формационному делению траппов Сибири, а также характеру связи с ними медно-никелевого оруденения. Особое внимание уделено минералогии, геохимии, физико-химическим и термодинамическим условиям кристаллизации трапповых интрузий и связанных с ними метасоматических образований восточного и западного обрамления Тунгусской синеклизы, а также Анабарского щита.

Работа рассчитана на геологов, петрологов и геохимиков.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

Своевременно заказывайте необходимые вам книги.

Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение необходимой книги.

