

ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ



6

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ
МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE
INTERNATIONAL GEOLOGICAL
CORRELATION PROGRAMME

THE PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»



PROBLEMS OF SEDIMENTARY GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

Volume 6

CARBONATE
SEDIMENTATION
IN THE PRECAMBRIAN

Editor-in-chief
academician A. V. Sidorenko



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

MOSCOW 1981

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Выпуск 6

КАРБОНАТНОЕ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
В ДОКЕМБРИИ

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

*в уклад
выпуск в 6 томов.*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1981



Карбонатное осадконакопление в докембрии (Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 6). Сборник статей. Под ред. академика А. В. Сидоренко. М.: Наука, 1981.

Сборник составлен по материалам докладов, заслушанных и обсужденных на первом Всесоюзном семинаре «Карбонатное осадконакопление и проблемы эвапоритов в докембрии», состоявшемся 6—9 июня 1978 г. в Ростове-на-Дону. Вопросы, рассматриваемые в докладах, отражают современный уровень знаний в области литологии, геохимии и металлогении карбонатных и эвапоритовых образований в докембрии.

Освещаются вопросы распространенности, условий накопления, вещественного состава карбонатных и связанных с ними хемогенных пород докембрия. Рассмотрены вопросы роли карбонатных образований в расшифровке параметров атмосферы и гидросферы геологического прошлого, а также роли биогенных факторов в образовании карбонатных и высокоуглеродистых пород.

Редакционная коллегия:

академик А. В. СИДОРЕНКО (главный редактор),
Н. А. БОГДАНОВ, Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ, А. В. ИЛЬИН,
В. И. КАЗАНСКИЙ, Д. Л. МОЗЕСОН (ответственный секретарь),
В. М. МОРАЛЕВ, О. М. РОЗЕН,
Св. А. СИДОРЕНКО, Н. А. СОЗИНОВ, В. А. ТЕНЯКОВ

Ответственный редактор выпуска
канд. геол.-минер. наук Н. А. СОЗИНОВ

Carbonate sedimentation in the Precambrian (Problems of sedimentary Geology of the Precambrian. Volume 6). Collected articles. Edited by Acad. A. V. Sidorenko. M.: Nauka, 1981.

This book includes reports made and discussed at the first All-Union Seminar «Carbonate sedimentation and problems of evaporites in the Precambrian» held from June 6 to 9, 1978, in Rostov-on-Don. The topics covered by the reports reflect the current level of knowledge in such fields as lithology, geochemistry and metallogeny of carbonate and evaporite formations in the Precambrian.

The problems of distribution, deposition environment, the mineral composition of the carbonate and associated evaporite chemogenous Precambrian rocks were considered. The questions raised included the role of carbonate formations in interpreting the parameters of the atmosphere and hydrosphere of the geological past, as well as of the role played by biogenic factors in the formation of carbonate and high-carbon-bearing rocks.

Editorial Board:

academician A. V. SIDORENKO (editor-in-chief),
N. A. BOGDANOV, V. U. BORSHEVSKIY, A. V. ILIYIN,
V. I. CAZANSKIY, D. L. MOZESON (responsible secretary),
V. M. MORALEV, O. M. ROZEN,
Sv. A. SIDORENKO, N. A. SOZINOV, V. A. TENJAKOV

Editor-in-chief,
Cand. Geol. Miner. Sc. N. A. SOZINOV

ПРЕДИСЛОВИЕ

Семинары, посвященные отдельным актуальным проблемам литологии докембрия, стали традиционными. Они проводятся под эгидой Межведомственного литологического комитета в рамках Международного проекта Геологической корреляции (МПК) «Металлогения докембрия».

Первый такой семинар был посвящен докембрийским корам выветривания (Москва, 1975), второй — терригенным породам раннего докембрия (Апатиты, 1977), третий — карбонатному осадконакоплению и проблемам эвапоритов в докембрии (Ростов-на-Дону, 1978), четвертый — углеродистым отложениям докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносности (Фрунзе, 1979) и, наконец, пятый — проблемам метаморфизма (Апатиты, 1979). В дальнейшем планируется такие узко тематические семинары проводить регулярно.

Семинар, посвященный карбонатному осадконакоплению и проблеме эвапоритов в докембрии, проходил в Ростове-на-Дону с 6 по 9 июня 1978 г. Он был организован Межведомственным литологическим комитетом СССР, Северо-Кавказским научным центром высшей школы, Лабораторией осадочных полезных ископаемых АН СССР и Ростовским государственным университетом. В работе семинара приняли участие 98 исследователей из 30 организаций различных ведомств.

На пленарных и секционных заседаниях было заслушано и обсуждено 32 доклада, посвященных различным аспектам докембрийского карбоната- и эвапоритообразования. На семинаре, наряду с общими вопросами, касавшимися разных аспектов карбоната- и эвапоритообразования в докембрии, основное внимание было сосредоточено на четырех главных направлениях: литология, геохимия и условия формирования карбонатных отложений; проблема эвапоритов; органическое вещество и металлогения докембрийских карбонатных отложений. В целом тематика семинара была направлена на выяснение роли и значения карбонатных и связанных с ними хемогенных образований докембрия в наиболее ранние, преимущественно архейские периоды развития земной коры.

Ряд докладов был посвящен новым методам изучения карбонатных отложений докембрия, в частности, с применением изотопных, электронно-микроскопических, геохимических и аэрогеологических данных, а также результатам лабораторного моделирования процессов карбонатонакопления.

На заключительном заседании участники семинара приняли решение, в котором подчеркнули, что основными задачами дальнейших исследований в рассматриваемой области являются следующие.

1. Выяснение и изучение различных типов карбонатных и эвапоритовых пород, их фациальной принадлежности и условий образования. С этой целью акцентировать внимание на выявлении и исследовании эталонных разрезов в различных регионах.

2. Количественная оценка распространенности карбонатных, эвапоритовых и ассоциирующих с ними пород, а также их метаморфических производных (по соотношению мощностей, площадей распространения и объемов).

3. Изучение эволюции карбонато- и эвапоритонакопления в различных структурных элементах земной коры. Выявление специфики ранне- и позднедокембрийского карбонато- и эвапоритообразования по сравнению с фанерозойским.

4. Усовершенствование методов расшифровки первичной природы глубокометаморфизованных пород, включая карбонат- и эвапоритосодержащие разности.

5. Разработка и привлечение новых методов исследований с целью определения параметров атмосферы и гидросферы геологического прошлого.

6. Усиление исследований генетической связи накопления карбонатных и эвапоритовых отложений и их метаморфизма с формированием месторождений полезных ископаемых.

Настоящий сборник докладов суммирует материалы докладов, выступлений и дискуссий, заслушанных на заседаниях семинара. В нем изложены основные результаты исследований последних лет по литологии, геохимии, органическому веществу и металлогении карбонатных отложений докембрия. Работа отражает современный уровень знаний в области изучения древнейших карбонатных и связанных с ними хемогенных отложений докембрия. Систематизированы материалы по важнейшим аспектам теории литогенеза, осадочного и осадочно-метаморфогенного рудообразования, а также охарактеризованы некоторые новейшие методы исследования карбонатных отложений докембрия.

INTRODUCTION

Seminars on certain topical problems concerning the Precambrian lithology have become a tradition. They are held under the auspices of the Joint Lithology Committee within the framework of the International Project on Geologic Correlation «Metallogeny of the Precambrian».

The first seminar dealt with Precambrian crusts of weathering (Moscow, 1975); the second with terrigene rocks of the Early Precambrian (Apatites, 1977); the third with the carbonate sedimentation and evaporites in the Precambrian (Rostov-on-Don, 1978); the fourth discussed carboniferous sediments of the Precambrian and Lower Paleozoic and their mineralization (Frounze, 1979); and the fifth dealt with problems of metamorphism (Apatites, 1979). Similar seminars on individual topics are to be held regularly in the future.

The seminar on carbonate sedimentation and the problem of evaporites in the Precambrian was held in Rostov-on-Don from June 6 to 9, 1978. It was organized by the Joint Lithology Committee of the USSR, The North-Caucasus Scientific Higher School Centre, the Laboratory of Sedimentary Minerals of the USSR Academy of Sciences, and Rostov State University. The 98 participants represented 30 organizations under various departments.

At the plenary and section meetings 32 reports were given on various aspects of the Precambrian carbonate- and evaporate formation. Apart from general questions involved in the various aspects of the carbonate- and evaporate formation in the Precambrian, attention was also focussed on four principal areas: lithology, geochemistry and the environment of carbonate deposition; the problem of evaporites; the organic matter and metallogeny of the Precambrian carbonate deposits. On the whole, the aim of the topics discussed at the sessions was to reveal the role and importance of the carbonate rocks and associated chemogenic formations of the Precambrian in the earliest, chiefly the Archean, periods in the history of the Earth's crust.

A number of reports dealt with new methods employed in studies of Precambrian carbonate deposits, particularly those applying isotopic, electron microscope, geochemical and airborne geological data, as well as of the results of laboratory simulation of carbonate accumulation processes.

At the final meeting, the participants of the seminar adopted a decision stressing that the main objectives of future investigations should be the following:

1. To reveal and study the various types of carbonate and evaporitic rocks, their facial restriction and formation conditions. In this context, attention should be focussed on the examination and comprehensive study of standard sections in various regions.

2. Quantitative estimation of the distribution of carbonate, evaporitic and related rocks, as well as their metamorphic derivatives (according to the correlation of their thickness, area and volume).

3. To study the evolution of carbonate- and evaporite accumulation in various structural elements of the Earth's crust. To establish the specific features of the early and late Precambrian formation of carbonates and evaporites, as compared with the Phanerozoic.

4. To improve methods of interpreting the primary nature of deeply metamorphosed rocks, including carbonate- and evaporite-bearing varieties

5. To develop and apply new methods of investigation in order to determine the parameters of the atmosphere and hydrosphere in the geological past.

6. To step up research into the genetic bond between the accumulation of carbonate and evaporite sediments and their metamorphism, and the formation of mineral deposits.

This collection of articles constitutes a summary of the reports, communications and discussion at the seminar. They consist of the main results of the latest research in such fields as lithology, geochemistry, organic matter and metallogeny of the Precambrian carbonate sediments. The work reflects the current level of knowledge in the study of the oldest carbonate rocks and associated chemogenic sediments of the Precambrian. Data have been systematized on the most important theoretical aspects of lithogenesis, sedimentary and sedimentarymetamorphogenous ore formation, and a few of the latest methods employed in investigations of the Precambrian carbonate sediments have been outlined.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КАРБОНАТНОГО И СВЯЗАННОГО С НИМ ХЕМОГЕННОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

УДК 552.5+551.12

КАРБОНАТНЫЕ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ХЕМОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ

А. В. СИДОРЕНКО, О. М. РОЗЕН

Около пятнадцати лет назад началось целенаправленное и всестороннее изучение осадочной геологии докембрия. Разработка этого нового научного направления первоначально осуществлялась в форме отдельных литологических исследований. Но уже тогда было ясно, что за изучением литологии в перспективе открывается путь к познанию физико-химических условий на поверхности планеты в древнейшие эпохи, путь к воссозданию полной картины формирования континентальной коры Земли через седиментацию, вулканизм, метаморфизм и анатексис и тем самым — путь к познанию закономерностей формирования полезных ископаемых, количество которых столь велико в пределах докембрийских щитов. Именно такой широкий комплексный, точнее системный, подход к изучению докембрия отличает сегодня советскую школу исследователей. Единый принцип изучения всей обозримой истории Земли как геологического целого без деления на «доисторический» (докембрий) и «исторический» (фанерозой) отрезки [26] является методической основой современных исследований докембрия, результаты которых нашли частичное отражение в серии тематических сборников, посвященных осадочной геологии докембрия [19].

Рассматривая карбонатное осадконакопление в геологической истории, можно наметить некоторые определенные изменения. Современное карбонатонакопление сосредоточено главным образом на океанических пространствах благодаря планктонным организмам, широкое повсеместное распространение которых началось в мелу. Эта так называемая фораминиферовая революция явилась причиной резкого преобладания кальция в позднемезозойских и кайнозойских осадках (увеличение отношения кальций: магний в карбонатных отложениях), что было констатировано Р. Дэли в начале столетия [43]. Несомненно, крупным событием в истории карбонатонакопления было появление скелетообразующих организмов в начале фанерозоя, однако их роль в формировании карбонатных отложений палеозоя и начала мезозоя не столь отчетлива, за исключением таких специфических образований, какими являются рифы. Карбонатные отложения этого отрезка геологической истории являются, судя по ассоциации со зрелыми песчаными отложениями и по другим признакам, большей частью осадками относительно мелководного шельфа.

Исследования показывают, что океан представляет собой химически активную систему, находящуюся в динамическом равновесии с осадками и атмосферой [55]. Прямое осаждение карбонатов из морской воды в современном океане возможно в условиях химического насыщения на

шельфе, но мало вероятно накопление хомогенных карбонатов на глубине 0,5—4 км, где воды слабо недосыщены, а на больших глубинах (ниже уровня карбонатной компенсации) повышение давления углекислоты и понижение температуры приводит к резкому недосыщению вод и растворению карбонатов. Благодаря процессам накопления в живых организмах и растворения после их смерти, как кальцит, так и кремнезем регенерируются в океанической воде достаточно быстро [49]. В свете современных данных естественно подразделять карбонатные отложения на мелководные (отложения шельфа) и глубоководные, а в качестве самостоятельной группы выделять карбонатные отложения, связанные с эвапоритами. Эти положения целесообразно принять в качестве исходных при рассмотрении докембрийских карбонатов.

Таблица 1. Соотношения (в объемн. %) главных типов осадочных пород фанерозоя

Порода	Расчет	Прямые измерения		
		Древние осадки	Современные осадки	
			отложения шельфа	пелагические отложения
Карбонатные отложения	10	20	5 *	10
Пески и песчаники	15	30	36	—
Глины и сланцы	75	50	59	90

* В том числе эвапориты — 3%.

Еще совсем недавно считалось общепризнанным, что в докембрии карбонатных отложений мало, они редки и представлены главным образом доломитами. Однако для широких исторических сопоставлений необходимо учесть, что в оценках распространенности отдельных типов осадочных отложений фанерозоя существуют расхождения, которые свидетельствуют о необходимости дальнейших уточнений. Результаты измерений объемов пород (или мощностей) дают существенно более высокие значения для карбонатов, чем расчеты, основанные на представлениях о геохимическом балансе, и эти результаты практически не сопоставимы с данными по современным осадкам шельфа и открытых океанических пространств (табл. 1). Является ли это расхождение следствием эволюции условий осадконакопления или отражением различий в обстановке седиментации — этот вопрос приобретает принципиальное значение для ретроспективных сопоставлений объемов карбонатонакопления.

Сейчас благодаря интенсификации исследований установлено широкое распространение карбонатов в отложениях докембрия. Оказалось, что среди карбонатных отложений докембрия примерно в равной мере присутствуют как магнезиальные разновидности (доломиты), так и кальциевые (известняки) [28, 19]. Устанавливается характерное для фанерозоя разделение карбонатных отложений по составу [41]. Они образуют два максимума: наиболее часто встречаются кальцитовые отложения с примесью магнезитовой молекулы до 2 вес.% (обычно органогенная примесь) и собственно доломиты (максимум соответствует 4,5% магнезитовой молекулы), связанные как с доломитизацией кальцитовых отложений, так и с первичным осаждением доломита. По геохимическим особенностям устанавливается сходство карбонатных отложений докембрия и фанерозоя, что позволяет проводить реконструкции режима осадконакопления [10].

В геохимических исследованиях генезиса карбонатных отложений большой интерес представляют изотопные методы, широкое применение которых началось сравнительно недавно. Использование изотопных соотношений углерода [27, 53] позволило достаточно отчетливо показать, что в большинстве случаев соотношение изотопов углерода в докембрий-

ских карбонатах близко к таковому для среднего современного морского карбоната, что указывает на сходные параметры карбонатонакопления.

Анализ геологического положения карбонатных отложений докембрия приводит к новому важному выводу о том, что можно выделить два типа регионов: первый — мраморы и кальцифиры развиты широко, составляют значительную долю в стратиграфическом разрезе, сопровождаются мощными толщами зрелых кварцево-песчаных отложений при незначительном объеме продуктов вулканизма, что в целом соответствует условиям седиментации на шельфе; второй — карбонатные отложения присутствуют спорадически, а в разрезе преобладают вулканиты и граувакки невысокой степени зрелости («зеленокаменные пояса»), что, по-видимому, свидетельствует о глубоководном характере осадконакопления. Такая интерпретация позволяет сделать вывод о том, что глубина палеобассейна является важным фактором сравнительного анализа древнего карбонатонакопления во времени и пространстве.

Особую роль в понимании докембрийского карбонатонакопления играют смешанные карбонатно-глинистые, карбонатно-песчаные и в меньшей мере мергелистые отложения [31]. Процессы метаморфизма приводят к полной их декарбонатизации, и установление проявлений пород этой обширной группы отложений сопряжено со значительными трудностями. Можно предположить, что это характерные члены аридной ассоциации красноцветных отложений и гумидной ассоциации сидеритовых углеродистых отложений [7, 21, 32], которые при метаморфизме преобразуются в параамфиболиты [5] и другие основные породы.

В настоящее время присутствие карбонатных отложений устанавливается на всем доступном геологическому изучению отрезке истории Земли. Наиболее древние карбонатные и карбонатсодержащие отложения с возрастом более 3,2—3,76 млрд. лет назад известны в Южной Африке и Гренландии [51]. Кардинальным для дальнейших исследований теоретической геологии карбонатонакопления становится вопрос о том, каковы реальные модели физико-химических условий карбонатной седиментации в докембрии и каково влияние эволюции параметров осадконакопления. В частности, на основании анализа ассоциаций отложений и расчета вероятного исходного, дометаморфического, минерального состава осадочных пород удается показать [20], что независимо от степени метаморфизма в разрезах раннего докембрия присутствовали характерные ассоциации вулканитов, граувакк с известняками и хемогенными, железистыми и марганцовистыми отложениями (Гранулитовый комплекс Кольского полуострова, зеленокаменные пояса архея Канады, Льюисский комплекс Шотландии и др.). Эта ассоциация, возникающая в условиях вулканогенно-осадочного литогенеза с гумидными климатическими параметрами, основным вулканизмом и седиментацией в открытых морских бассейнах, позволяет предполагать, что в докембрии существовали, по крайней мере частично, подобные условия.

В теоретическом исходном составе таких метаморфических комплексов амфиболитовой и гранулитовой фаций, как Гренвилл в Канаде и Усима в Финляндии, наряду с базальтоидами выявляется широкая гамма седиментогенных пород, связанных между собой постепенными переходами: смешанные карбонатно-глинистые отложения, варьирующие по составу от глинистых песков до мергелей и доломитов (известняков). Присутствие хлора позволяет предполагать в исходных осадках примесь галита, вероятно, превышавшую 3 вес.%. Интерпретация этих данных показывает, что при образовании исходных пород не происходило отчетливого вызревания и сепарации терригенного материала, а также отделения растворимых компонентов; возможно, накапливались эвапориты. Эти признаки в совокупности указывают скорее всего на аридный тип литогенеза в данных и подобных им древних бассейнах осадконакопления. Создание седиментологических моделей для конкретных бас-

сейнов представляет, несомненно, одно из наиболее перспективных направлений, хотя такие реконструкции являются предварительными. Оно должно основываться на комплексном подходе и потребует дальнейшего развития и разработки специфических методов.

Особое место занимает вопрос о том, какова роль организмов, и в первую очередь примитивных известковывделяющих микроорганизмов, биоса в накоплении карбонатных отложений докембрия. Значение известковывделяющих организмов может оказаться весьма существенным, учитывая широкое распространение в докембрии микроорганизмов вообще, что устанавливается на основе изучения углеродистых отложений [18, 30, 34 и др.]. Карбонатные отложения, обогащенные углеродистым веществом, достаточно широко распространены в докембрии (как и терригенно-углеродистые) и обладают характерными геологическими и геохимическими особенностями [33]. В них, в частности, удалось выявить роль организмов в накоплении иода. Среди углеродистых карбонатов докембрия Карелии происходило, как можно предполагать, прижизненное накопление и последующее захоронение иода с остатками организмов, что обусловило прямую связь концентраций с содержанием углеродистого вещества [1].

В докембрии, в том числе и среди наиболее древних толщ, широко распространены строматолитовые карбонатные отложения, появление которых обусловлено жизнедеятельностью синезеленых водорослей [13, 45]. Масштабы строматолитовых построек местами столь значительны, что они, возможно, образовывали рифы на дне палеобассейнов. В карбонатных отложениях с помощью электронной микроскопии удается установить признаки дискоидальных кальцийконцентрирующих водорослей [14]. Экспериментальные исследования показывают, что характерный процесс доломитообразования в строматолитовых прослойках обусловлен повышенной щелочностью среды в тонком слое поверхностных водорослей во времени их жизни и при последующем разложении [44]. В этой связи заслуживают особого внимания водорослевые марганцевосные доломиты [8] и фосфатосодержащие (до 12% P_2O_5) строматолитовые доломиты [2].

Железистые и марганцовистые отложения в докембрии и их ассоциации с карбонатами известны и изучаются достаточно давно и интенсивно. Важно обратить внимание исследователей на выявление в последние годы связи образования железистых прослоев с фотосинтезом [36], а также на определение роли микроорганизмов в формировании железных руд раннего докембрия (в Австралии, Канаде) и на установление морфолого-генетического сходства остатков этих организмов с современными колониями железобактерий [37].

Хорошо известна и изучена характерная ассоциация окисной, карбонатной и сульфидной фаций в докембрийских железорудных бассейнах. Однако геохимические закономерности ассоциаций железа и марганца с карбонатными отложениями в докембрии, особенно интересные для реконструкции окислительно-восстановительных условий осадконакопления, изучены еще недостаточно. Это в значительной мере относится и к фосфоритам, которые тесно связаны с карбонатными отложениями. Представляют интерес исследования распределения рения, растворимого в форме высших окислов, поскольку его присутствие в карбонатах, в том числе и наиболее древних, указывает, как полагают, на существование свободного кислорода в атмосфере [15]. Данные по рению, полученные в настоящее время для древнейших карбонатов Алдана и Южной Африки, хорошо согласуются с выводами по составу древней атмосферы, основанными на исследованиях ассоциаций осадочных пород раннего докембрия, их геохимических особенностей, соотношения изотопов углерода и кислорода в карбонатах, а также серы в сульфатах.

Карбонатные отложения раннего докембрия составляют значительную долю континентальной земной коры, ее осадочно-метаморфического

(геофизического «гранитного») слоя. Здесь эти отложения претерпели глубокий метаморфизм. Для правильного понимания многих геологических особенностей таких толщ важно подчеркнуть, что в параметрах обычного метаморфизма карбонаты сохраняются в твердом состоянии вплоть до самых глубинных условий, в том числе и среди гранитоидных расплавов. Поворотным моментом в процессе деформаций при метаморфизме является начало реакций декарбонатизации, когда силикаты реагируют с магнезиальными карбонатами с выделением углекислоты, вновь образуется и сохраняется исходный кальцит. В этот момент происходит полная потеря механической прочности, начинается пластическое течение, выжимание карбонатов в виде ядер и секущих жил, что отчетливо видно в обнажениях [42]. Вопрос о мобилизации и анатексисе вещества карбонатных отложений, захвате и подъеме ряда элементов вмещающих пород с образованием рудоносного вещества карбонатитов заслуживает интенсивного самостоятельного изучения.

Пока еще почти совсем не разработаны вопросы галогенеза и сульфатонакопления в докембрии. Присутствие эвапоритов достаточно достоверно устанавливается со времени начала рифея. Эвапоритовые бассейны в позднем протерозое были широко связаны с открытым морем и во многих из них возникли условия только для сульфато-кальциевого осадконакопления [11]. Однако более ранние проявления оказываются редки и проблематичны. По-видимому, это обусловлено рядом причин, среди которых в первую очередь нередко называют «особые» условия осадконакопления в докембрии. Однако следует учесть, что современные исследования процессов галогенеза и сульфатонакопления приводят исследователей к выводу о возможном их накоплении не только в мелководных, но и в глубоководных условиях в наполовину отшнурованных бассейнах с расслоением водной массы и возникновением слоя повышенной солености. Кроме того, интенсивное испарение, обычное для районов с высокими температурами и незначительными осадками, реализуется также и в приполярных условиях, где в настоящее время обнаруживаются гипсоносные отложения [40]. Поэтому сейчас диапазон условий образования сульфатов и галоидов представляется достаточно широким и проявления этого процесса в глубоком докембрии подлежат дальнейшему исследованию.

Сульфаты в настоящее время обнаружены в древнейших отложениях Сибири и Африки. Полученные данные позволяют прийти к выводу о вероятности выявления более широкого распространения отложений этого типа среди докембрийских толщ при дальнейших исследованиях [4, 50]. Повышенные содержания бора [25], а также региональное распространение глубокометаморфизованных мелководных кремнистых доломитов в раннем докембрии также рассматриваются как признаки проявления процесса формирования эвапоритов в раннем докембрии [54]. В связи с этим интересно было бы обратиться также к анализу содержания фтора, которые могут быть индикатором солевого режима бассейнов [12]. Термодинамические расчеты показывают, что присутствие ничтожной примеси кислорода ($P_{O_2} = 10^{-70}$ атм) резко сдвигает равновесие сульфид — сульфат вправо, и уже в этих условиях в водной среде будет преобладать сульфат-ион [17]. Учитывая упомянутые выше данные, свидетельствующие о присутствии кислорода в докембрийской атмосфере, можно предположить, что сульфаты были преобладающей формой первичного накопления серы в осадках, тогда как сульфиды формировались в локальных условиях недостатка кислорода (например, при диагенезе).

При рассмотрении проблемы эвапоритов докембрия важно учесть факторы, отрицательно влияющие на сохранность этих отложений: воздействие процессов тектогенеза и метаморфизма. Соляной диапиризм представляет собой неизменный во времени и необратимый фактор удаления галоидов из захороненных отложений и возвращения их в сферу

седиментации вследствие тектонических процессов. Складчатость, последующий прогрев, связанный с началом метаморфизма, и вызванное им усиление водной циркуляции, очевидно, стимулируют воздымание соляных куполов и удаление огромных масс соляных осадков.

Не менее важным фактором является то, что анионы соленосных пород (хлор, сульфат и др.) не имеют устойчивых минералогических форм в условиях метаморфизма и как бы бесследно исчезают, оставляя на месте лишь силикатную основу исходной породы. Исключением является формирование скаполита, однако оно начинается в параметрах амфиболитовой фации, а поэтому фиксирует только сохранившуюся к этому времени во флюиде часть анионов, выделившихся перед этим в межзерновое пространство при метаморфизме в зеленосланцевой фации [22].

Ранее было общепринято считать, что с ростом глубинности скаполит становится неустойчив или что он в $P-T$ поле находится в низкотемпературной стороне кривой скаполит — анортит + кальцит, а отсюда следовало, что в глубокометаморфизованных породах он является наложенным, диафторитическим. Это противоречит естественным парагенезисам скаполита во многих районах развития гранулитовой фации: в Африке, Финляндии, на Цейлоне и др. В этих условиях для скаполита характерна его приуроченность к определенным типам пород, региональность в распространении, нередко равновесные парагенезисы. Действительно, последние экспериментальные исследования карбонат- и сульфат-мейонитов [46] показывают общее обширное поле их устойчивости до $P = 30$ кбар при $T = 800-1500^\circ\text{C}$. Скаполит, как и наиболее обычный акцессорный минерал метаморфических пород — апатит, в рассматриваемом случае является концентратом летучих компонентов, среди которых наибольшую роль играют сульфат-ион, гидроксил, фтор, хлор. Данный комплекс анионов в целом соответствует составу анионной части захороненных пластовых вод стратифицированных отложений, а фиксация твердыми фазами сульфат- и хлорит-иона может свидетельствовать о специфическом эвапоритовом характере исходных отложений, как нередко полагают [25, 48].

Сравнительно недавно удалось впервые показать, что некоторые типы существенно плагноклазовых кристаллических сланцев, близкие по составу к анортозитам и содержащие обычно сульфат-скаполит, возникли, вероятно, за счет метаморфизма гипсоносных песчано-глинистых пород. Характерный химический состав, например для соленосных отложений неогена Ферганы (среднее для 7 анализов, по данным [9], оказывается следующим (в вес. %): SiO_2 43,26; TiO_2 0,38; Al_2O_3 14,51; Fe_2O_3 2,38; MnO 0,09; MgO 3,21; CaO 12,47; Na_2O 1,98; K_2O 0,42; SO_3 7,71; CO_2 6,51; Cl 0,75; H_2O^- 3,10; H_2O^+ 3,74; сумма 100,31. Это соответствует реальному минеральному составу (в вес. %): гипс 16,75; галит 1,41; кальцит 7,83; доломит 6,80 и нерастворимый остаток 67,21. Можно предположить, что в силу высокой летучести при метаморфизме сера восстанавливалась и удалялась [23], на вероятность чего указывает присутствие акцессорных сульфидов в рассматриваемых породах. В пересчете на минеральные ассоциации, примерно соответствующие гранулитовой фации (по методу CIPW), эти отложения обнаруживают весьма близкое сходство с анортозитами и связанными с ними пироксен-плагноклазовыми породами: плагноклаз (N77) 58,64%; диопсид ($f=0,24$) 31,78%; кварц 7,45% с примесью ортоклаза и ильменита. Принципиально важной особенностью этих осадочных отложений является постоянное преобладание натрия над калием, характерное для широко распространенных в докембрии плагносланцев. При дефиците алюминия в отдельных анализах оказывается вероятным появление нефелина, т. е. переход к щелочным составам, которые характерны для щелочных гнейсов.

Самостоятельным чрезвычайно важным аспектом изучения карбонатных сульфатных отложений и других хемогенных отложений является их специфическая роль в процессе формирования флюидного режима

глубинных зон земной коры. Если терригенные породы, составляющие 60—80% всех осадочных отложений, при погружении и метаморфизме порождают водный флюид и гранитоидные расплавы [35], то рассматриваемые отложения формируют агрессивные кислотные флюиды, способные извлекать из силикатов и переносить огромные массы вещества, в том числе рудные элементы. Опубликованные расчеты по углекислоте показывают грандиозность этого процесса [29]. Сложность этих исследований состоит в том, как отмечено выше, что минералогических «следов» процесса проникновения этих флюидов почти не остается. Особенности возникающего флюидного режима являются важным объектом дальнейших исследований.

Для карбонатных пород и терригенных отложений, залегающих среди них, важно экспериментальное исследование реакций типа

$$\text{тремолит} + \text{калишпат} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{флогопит} + \text{кальцит} + \text{кварц}.$$

В параметрах амфиболитовой фации показано [47], что рост доли углекислоты во флюиде смещает равновесие в сторону образования флогопита. Позднее подобные выводы были получены для карбонатно-глинистых пород в параметрах эклогитового метаморфизма [35], что позволило рассчитать вероятные парагенезисы первичных карбонатно-терригенных пород и показать, что следует ожидать появления флогопит-кианит-кварц-клинопироксен-гранатовых пород. Такие породы присутствуют во многих глубокометаморфизованных комплексах, однако их возникновение обычно не связывают изохимическим метаморфизмом песчано-глинистых отложений.

Минеральными индикаторами флюидного режима глубинных зон, в частности зон гранулитового метаморфизма, являются такие специфические минералы, как скаполит и апатит. К ним, несомненно, следует отнести кордиерит, а также, возможно, сапфирин и некоторые другие минералы. Эти минералы-индикаторы при прогрессивном метаморфизме сохраняют последние реликты исходных летучих компонентов, терригенных и хемогенных отложений. Изучение подобных минералов позволяет реконструировать первичную природу и потенциальную металлосодержательность метаморфического флюида в наиболее глубоких кристаллических комплексах земной коры.

Несомненно существенную роль играли летучие компоненты захороненного органического вещества [30]. В соответствии с задачами данной работы важно подчеркнуть, что восстановленные углеводородные флюиды существенно влияли на ход метаморфических реакций и процессы переноса вещества. В частности, в сульфат-скаполитовых породах гранулитовой фации обычно присутствуют сульфиды железа и графит. По-видимому, благодаря деструкции органического вещества в период метаморфизма система была устойчиво буферирована по кислороду, чем можно объяснить существование двух различных состояний окисления серы.

Потенциальная рудоносность докембрийских комплексов во многом определяется режимом летучих компонентов, их составом и состоянием. На основании экспериментов по экстрагированию, осуществленных применительно к гранитоидным системам [24], можно предполагать, что во флюиде в форме хлоридов выносились Na, K, Fe, тогда как концентрация собственно HCl была незначительной. Водно-фторидный компонент флюида выносил силикатную часть породы, соответствующую составу твердых фаз, причем присутствие SO_4^{2-} , возможно, действовало подобно CO_2^{2-} , снижая общую растворяющую способность флюида [3]. Теоретические расчеты открывают возможность оценить потенциальную интенсивность выноса тех или иных металлов в зависимости от состава флюида, взаимодействующего с породой [16]. Конечно, приведенные данные не означают, что, кроме дегазации, при метаморфизме нет других источников летучих компонентов в кристаллических толщах докембрия. Однако очевидно, что объемы захороненного

флюида в седиментогенных толщах столь велики, что на прогрессивных этапах метаморфизма местный, автохтонный источник флюида является определяющим. Поэтому установление флюидного режима, обусловленного метаморфизмом погружающихся вулканогенно-осадочных отложений, в совокупности с оценкой потенциальной рудоносности этого флюида должны войти в основу теории прогнозирования полезных ископаемых среди метаморфических толщ докембрия.

Переходя к характеристике рудоносности, необходимо в первую очередь отметить, что среди карбонатных пород докембрия, главным образом доломитов, залегают некоторые крупнейшие стратиформные месторождения полиметаллов, и есть основания полагать, что рудное вещество отлагалось в морской впадине непосредственно из водной среды вместе с карбонатным осадком. Для других стратиформных месторождений предполагается модель образования в обстановке сабхи, т. е. подпитывания морскими водами прибрежных проницаемых отложений приливной зоны, испарения, селективного восстановления поступающих сульфатов до сульфидов под воздействием захороненного органического вещества в условиях аридного климата [52]. С метаморфизмом карбонатных отложений связаны также разнообразные редкометалльные месторождения в скалах и др. Особо следует отметить роль растворяемых в морской воде сульфатов для формирования колчеданных руд, связанных с основным вулканизмом. Эти руды, возможно, возникли за счет восстановления сульфата морской воды [38, 39]. Не менее важно, что большая часть рассматриваемых отложений в той или иной форме непосредственно является полезным ископаемым и используется в таких отраслях народного хозяйства, как цементная промышленность, производство удобрений и др. Изучение карбонатных и связанных с ними хемогенных отложений докембрия особенно существенно для вновь осваиваемых промышленных районов нашей страны, и в первую очередь — для зоны БАМ.

* * *

В течение докембрия была сформирована главная, преобладающая масса горных пород и связанных с ними руд земной коры континентов. Изложенный материал показывает, что появление и эволюция карбонатных пород среди докембрийских отложений оказывает определенное специфическое влияние на формирование земной коры. Наиболее интенсивное накопление карбонатов в условиях шельфа позволяет предполагать, что широкое развитие карбонатных отложений в докембрии происходило на окраинах блоков с континентальным типом земной коры, или на приподнятых участках океанического ложа, возможно, типа островных дуг. Поэтому сам характер накопления карбонатных отложений отражает в известной мере степень сиализации земной коры.

Другой важной для формирования земной коры особенностью является то, что в параметрах регионального метаморфизма и селективного расплавления алюмосиликатных (кислых) пород карбонатные отложения остаются в твердом состоянии, образуя реликтовые прослои (скиалиты и т. п.), которые позволяют увидеть исходную складчатую структуру даже среди анатектитов. При нарастании степени метаморфизма эти отложения приобретали текучесть на отдельных этапах, соответствующих стадиям декарбонатизации, но не обязательно синхронных преобразованиям в силикатных породах, следствием чего являются нередко независимые внутрислоевые складчатые деформации в карбонатах, выжимание и пластическое внедрение их в окружающие породы. Можно предполагать, что соляной диапиризм, предшествовавший метаморфизму, также оставил определенные специфические деформации в кристаллических толщах, но эти деформации являются еще предметом дальнейших исследований.

Третьим важнейшим аспектом является то, что флюидный режим в процессе становления континентальной коры при метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ в огромной мере определялся дегазацией карбонатных и связанных с ними хемогенных отложений. Именно они являются источниками агрессивных флюидов, которые, вероятно, экстрагировали и перемещали значительные массы рудного вещества. Можно также предполагать, что их воздействие на кинетику реакций между алюмосиликатами определяло в какой-то мере режим метаморфизма, появление тех или иных специфических ассоциаций минералов и, возможно, способствовало появлению анатектитовых расплавов.

Изучение карбонатных и связанных с ними хемогенных отложений входит в число главных направлений в исследовании докембрийского литогенеза наряду с исследованием кор выветривания, терригенных отложений, органического вещества и др. Оно открывает пути познания физико-химических условий на поверхности планеты, особенностей осадконакопления, флюидного режима метаморфизма и формирования полезных ископаемых в докембрийский — начальный, наиболее продолжительный и во многом определяющий этап геологической истории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедов А. М., Крылова Л. Я. Иод, метан и органическое вещество в карбонатном осадконакоплении протерозоя (на примере северо-восточной части Балтийского щита).— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 82—84.
2. Ахмедов А. М., Сметанникова О. Г., Татарский Б. В. Эволюция состава и металлоносность карбонатных формаций докембрия северо-восточной части Балтийского щита.— Там же, с. 162—164.
3. Бернэм К. У. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 40—73.
4. Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1975, вып. 5, кн. 2, с. 53—64.
5. Гангев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К. Роль экспериментального моделирования в литологических реконструкциях метаморфических пород докембрия.— Там же, вып. 4, с. 135—137.
6. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974, 272 с.
7. Горбачев О. В. Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 64—72.
8. Грибов Е. М., Гурвич Е. М. Марганценосность карбонатных толщ Енисейского кряжа.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 156—158.
9. Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс северо-западной Ферганы.— В кн.: Вопросы литологии осадочных формаций. Ташкент; Изд-во АН УзССР, 1956, вып. 9, с. 33—60.
10. Зайцев А. Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 49—53.
11. Жарков М. А. Проблема эвапоритового осадконакопления в докембрии.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 172—173.
12. Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система).— Тр. ИГН. Сер. геол., 1950, вып. 114, № 40, с. 22—64.
13. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975, вып. 274, 112 с.
14. Лазуренко В. И. О природе карбонатных пород среднего Побужья.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 124—125.
15. Лейтес А. М., Миллер А. Д., Александрова Л. Б. Содержание рения в архейских толщах Алданского щита — возможный показатель условий осадконакопления в раннем докембрии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 947—950.
16. Маракушев А. А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1975, вып. 5, с. 121—194.



17. Мельник Ю. П. Термодинамическая модель геохимической эволюции атмосферы и океана в докембрии.— Геохимия, 1973, № 12, с. 1855—1863.
18. Наги Б., Наги Л. А. Органическое вещество в древних осадках Земли.— В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 236—257.
19. Проблемы осадочной геологии докембрия/Под ред. акад. А. В. Сидоренко. М.: Недра, 1966. Вып. 1. 276 с.; 1967. Вып. 2. 335 с.; 1971. Вып. 3. 332 с.; 1975. Вып. 4. Кн. 1. 328 с., Кн. 2. 341 с.
20. Розен О. М. Древнейшие терригенные породы Земли: расчет исходного минерального состава и типизация условий литогенеза.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 76—91.
21. Розен О. М., Горбачев О. В., Теняков В. А. К особенностям литологии и геохимии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (параамфиболитов).— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 84—94.
22. Розен О. М., Сидоренко С. А., Кузнецова Н. Н. Скаполит и апатит как показатели состава летучих компонентов при метаморфизме гранулитового комплекса Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2, с. 441—444.
23. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Лобач-Жученко С. Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм.— Геохимия, 1977, № 2, с. 163—186.
24. Рябчиков И. Д., Уолл В. Дж., Бернэм К. У. Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 3, с. 15—26.
25. Сердюченко Д. П. Докембрийские карбонатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 85—92.
26. Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
27. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия.— В кн.: Пятый Всесоюз. симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974, с. 2—4.
28. Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 133—139.
29. Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А., Гиммельфарб Г. Б. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
30. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 142 с.
31. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907—909.
32. Созинов Н. А. Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 39—47.
33. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. Карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя.— В кн.: Карбонатонакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 14—16.
34. Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание—осадконакопление—метаморфизм.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 21—39.
35. Терригенные породы раннего докембрия/Под ред. акад. А. В. Сидоренко. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977. 149 с.
36. Трендалл А. Ф. Железорудные формации впадины Хаммерсли.— В кн.: Корреляция докембрия: Тез. докл. М.: ВГФ, 1975, с. 141—142.
37. Уолтер М. Р. Биостратиграфическое значение и биологическая принадлежность микрофосилий из недавно открытой строматолитовой докембрийской железорудной формации в Западной Австралии.— В кн.: Корреляция докембрия: Тез. докл. М.: ВГФ, 1975, с. 38—39.
38. Bachinski D. J. Sulphur isotopic composition of ophiolite cupriferous iron sulphide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland.— Econ. Geol., 1977, v. 72, N 2, p. 243—257.
39. Bonatti E., Guerstein-Nonnorez B. M., Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralization from the equatorial Mid—Atlantic Ridge.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 8, p. 1515—1525.
40. Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin of sedimentary rocks.— New Jersey, Prentice Hall, 1974. 621 p.
41. Chave K. E. Aspects of biogeochemistry of magnesium, 2. Calcareous sediments and rocks.— J. Geol., 1954, v. 62, N 8, p. 587—599.
42. Choquette P. W. Petrology and structure of the Cockeysville formation (pre-silurian), near Baltimore, Maryland.— Bull. Geol., Soc. Amer., 1960, v. 71, N 7, p. 130—137.
43. Daly R. A. First calcareous fossils and the evolution of the limestones.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, v. 20, N 1, p. 153—170.
44. Davies P. J., Ferguson J., Bubela B. Dolomite and organic material.— Nature, 1975, v. 225, N 5508, p. 472—474.

45. Engel A. E., Nagy L. A., Engel C. G. et al.—Algalike forms in the Onverwacht series, South Africa: oldest recognized life like forms on earth.— *Science*, 1968, v. 161, p. 1005—1008.
46. Goldsmith J. R. Scapolites granulites, and volatiles in the lower crust.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 2, 161—168.
47. Hewitt D. A. Stability of the assemblage phlogopite — calcite — quartz.— *Amer. Mineral.*, 1975, v. 60, N 5—6, p. 391—397.
48. Hietanen A. Scapolite in the Belt series in the St. Joe.— Clearwater region, Idaho.— *Geol. Soc. Amer.*, 1967, paper 86, 56 p.
49. Larman A., Lad D. Regeneration rotes in the ocean.— *Amer. J. Sci.*, 1977, v. 277, N 3, p. 238—258.
50. Perry E. C., Monster J., Remer T. Sulfur isotopes in Swaziland system barites and the evolution of the Earth's atmosphere.— *Science*, 1971, v. 171, p. 78—101.
51. Radhakrishna B. P. The early history of the Earth.— *Geoscience Canada*, v. 2, N 4, 1975, p. 246—253.
52. Renfro A. R. Genesis of evaporite — associated stratiform metalliferous deposits — a sabkha process.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 1, 33—45.
53. Shidlowski M., Eichman R., Junge Ch. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget.— *Precambrian Research*, 1975, N 1, p. 1—69.
54. Siginolji G. P. Geochemistry of Early Precambrian carbonate rocks from Brazilian Shield; implications for archaen carbonate sedimentation.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1971, v. 46, N 1, p. 189—200.
55. Sillen L. G. The ocean as a chemical system.— *Science*, 1967, v. 156, N 3779, p. 1189—1197.

УДК 551.71/72 : 550.2

ДОКЕМБРИЙ ЗЕМЛИ И НОВЫЕ ПРОБЛЕМЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ

В. А. ТЕНЯКОВ

Как известно, в становлении и развитии любого нового научного направления так или иначе проявляются несколько закономерных и естественных этапов: постановка самой проблемы (иногда на весьма ограниченном количестве конкретных фактов); активное накопление фактических данных; обобщающее и теоретическое осмысливание новой научной области познания; контакты со смежными проблемами и «выходы» в новые области приложения фактических и теоретических основ развивающегося направления науки.

Осадочная геология докембрия (или экзогенно-метаморфогенная геология докембрия) в настоящее время находится именно в этой последней «зрелой» и «развитой» своей стадии и она сама как направление, безусловно, обогащается за счет ассимиляции идей из смежных областей науки и, как показано, тоже получает «выходы» в соседствующие области знаний.

Успехи в познании докембрия в последние годы привели не только к количественному развитию осадочной геологии докембрия, но и ознаменовались качественной эволюцией этого направления: привели к рождению нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании сиалы земной коры экзогенных (седиментогенных), биогенных и метаморфических процессов [7, 10, 11]. В этой связи стало очевидным, что земной геологический процесс правильнее рассматривать как биогеологический, а сиаль земной коры в полной мере считать образованием биогеологическим [9, 14]. Но отсюда же следует, что в результате действия этих процессов возникла и растет не только сиалическая часть земной коры как таковая, но фактически сформировалась (и формируется) новая внешняя твердая оболочка планеты Земля, качественно новая ее сфера [14].

Такой на первый взгляд несколько неожиданный подход к земным процессам, к тому же действующим в самой поверхностной, наружной зоне Земли, станет намного менее необычным, если, как этого и требует

объективная реальность, взглянуть на эти же явления как на протекающие на таком космическом, планетарном объекте, каким является наша Земля и которые ответственны за формирование одной из наружных ее твердых оболочек. Более того, сугубо условно выделяемая так называемая геологическая стадия в жизни Земли не только может, но и должна рассматриваться и как закономерно продолжающийся процесс эволюционного развития Земли как планетарного тела. Принятию такого взгляда никоим образом не может мешать относительно небольшой (в масштабе всей Земли) объект этой оболочки, во-первых, потому, что в природных процессах «незначительное» (по объему) и «несущественное» не одно и то же, а, во-вторых, в связи с тем, что есть все основания думать, что и далее во времени геологический процесс будет захватывать своей переработкой все более значительные массы земного вещества и в конечном счете можно предполагать, каковым окажется объем земной коры на планете Земля в будущем — через 1—3 млрд. лет. Ведь достаточно хорошо известно, что, например, в раннем докембрии масса «геологических образований» была совершенно несопоставима с той, которую мы видим в настоящее время. Все сказанное выше с очевидностью свидетельствует о том, что уже давно настало время переступить, наконец, этот психологический барьер в нашем мышлении и взглянуть и на земной геологический процесс как на часть общего космогонического процесса организации вещества в космические тела определенного типа или, вернее, определенной стадии развития.

Чтобы лучше себе представить «объем» геологических образований на нашей планете следует обратить внимание на то, что так называемая нижняя граница геологической стадии становления и развития Земли (земной коры) нами пока не установлена и, строго говоря, у нас нет никаких фактических (мы подчеркиваем: именно фактических) данных предполагать ее на каком-то определенном «стратиграфическом» или «геофизическом» уровне «гранитной» или «базальтовой» оболочек. То, что многие исследователи «помещают» эту границу в основание известной нам (уточним: обнаженной в настоящее время эрозией) стратифицируемой «геологической колонны», не более чем гипотеза (или даже недоразумение), рожденная, во-первых, острым дефицитом фактических данных о более глубоко залегающих образованиях и, во-вторых, существованием уже привычной многим, но в высшей степени гипотетической гипотезы о первозданном (догеологическом?) гранитном (без кавычек) слое — гранитной коре Земли. Поэтому сейчас, вероятно, можно лишь удивляться той легкости, с которой когда-то геологами был поставлен «0» (ноль) в геологической истории на тех образованиях, которые к нашему времени эрозия случайно (!) вывела на дневную поверхность. Если к тому же принять во внимание, что, согласно сегодняшним воззрениям, верхняя, более изученная нами, часть «гранитной» оболочки — это «главным образом не граниты», а преимущественно осадочно-метаморфические образования, а «базальтовая» оболочка, во всяком случае в своей верхней части, — это «не только базальты», то станет ясно, что о действительной роли геологического процесса даже в формировании земной коры говорить пока рано. Небезынтересно, что еще в 1956 г. французский петролог П. Мишо [16], а несколько позднее И. А. Резанов [4, 5] и другие предполагали, что, возможно, немалое значение среди образований «базальтовой» оболочки Земли играют еще более древние метаморфические первично-осадочные породы. Следует отметить, что сейчас к подобному взгляду склоняется уже, пожалуй, большинство исследователей [5].

Все это, с нашей точки зрения, показывает, что роль и значение геологического процесса (даже в нашем сегодняшнем понимании его содержания) [10, 11] в формировании нашей планеты как космического тела еще до конца не ясны и могут оказаться намного более значительными, чем это пока нам представляется.

Продолжая далее эту нить рассуждений, обратимся к тому, какие же важнейшие слагаемые геологического процесса должны прежде всего рассматриваться и как слагаемые планетогенного процесса планет «земного типа». Прежде всего суммируя еще раз то, что дал нам прогресс в наших знаниях о докембрии и что принципиально дополнило наши представления о существовании и «условиях течения» геологического процесса на Земле. Эти факты имеют, с нашей точки зрения, фундаментальное значение для современной геологии.

1. Преобладание в сложении доступных нашему изучению сиалических масс земной коры первично-седиментогенных образований [6], что позволяет считать осадочные и вулканогенно-осадочные породы своего рода основным, главным продуктом геологического процесса, геологической стадии жизни Земли [15]. Нужно подчеркнуть особо, что и А. Б. Ронов в серии своих последних работ, исходя в принципе из количественных расчетов, допускает вклад седиментогенного материала в земную кору до 30% от самой земной коры.

2. Принципиально одинаковый характер всех главных типов осадочных пород в пределах обозримой в настоящее время геологической истории развития земной коры [7].

3. Отсутствие даже среди самых древнейших из известных нам осадочных пород Земли сколько-нибудь необычных, экзотических типов пород, которые хотя бы в какой-то мере отвечали теоретически допускаемым некоторыми исследователями типам атмосфер тех эпох [15].

4. Широкая распространенность в осадочно-метаморфических породах даже самого раннего докембрия биогенного органического вещества [13], что дает основание констатировать, что практически вся известная нам история действия геологического процесса на дометаморфической, экзогенно-седиментогенной стадии, протекала в условиях достаточно развитой жизни в условиях интенсивного функционирования «живых систем».

5. Наличие определенной взаимосвязи, взаимозависимости и взаимообусловленности в развитии косной и живой материи на Земле; связи биологической эволюции «живых систем» и глобально-проявленных эпох формирования высокоуглеродистых формаций с геологическими (тектоническими, палеогеографическими) условиями, в которых жизнь реализовалась [14].

6. Существование глобального циклического процесса газового обмена, «газового дыхания» земной коры [10, 11], что по существу и генетически, и исторически, и эволюционно тесно связывает между собой все наружные «оболочки», «сферы» Земли, т. е. атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу в единую сбалансированную (стационарную) в пределах всего известного нам геологического времени систему [8, 12, 17]. Надо отметить, что еще по мере нашего приближения к только что сформулированным выводам становилось все более очевидным, что мы стоим на пороге принципиального пересмотра главнейших и существеннейших основ понимания самого геологического процесса, самого земного геологического явления как такового. Суммирование этих главных основ нового понимания сути геологического процесса, а также учет хорошо известного факта исключительного по масштабу, глубине и динамизму воздействия живого и органического вещества на косную материю [1, 2, 3] — алюмосиликатное вещество, воду, газы — позволили прежде всего увидеть, насколько действительно и прямо, и опосредственно жизнь и продукты ее деятельности, отмирания и преобразования органического вещества почти буквально пронизывают вещество наружной сиалической оболочки земной коры и принимают участие в трансформации вещества наружной зоны Земли. Для нас стало очевидным [10, 11], что только в подобном единстве геологического и биологического «начал» геологической, а точнее биогеологической процесс и может существовать как таковой.

Естественным образом такое понимание сути геологического процесса привело нас и к выводу о том, что «развитие и эволюция живого вещества, жизни на Земле генетически связаны с геологической формой развития земного вещества в наружных оболочках Земли и сама жизнь, вероятнее всего, тоже необходимая, обязательная форма реализации эволюции земного вещества на такой планете земного типа, каковой является наша планета» [11, с. 000].

Таким образом, мы приходим в итоге к следующим важнейшим выводам.

Развитие планет определенного, так называемого земного типа, с неизбежностью на определенной стадии их развития приводит к появлению атмосферы и гидросферы и как следствие этого к широкому развитию процессов экзогенного преобразования земного вещества. Возникновение и развитие жизни, которая, вероятно, в исключительно короткое (геологически) время достигает оптимального и далее, возможно, постоянного «объема», становится быстро тем важнейшим и обязательнейшим инградием, который впоследствии уже по существу неотделим от самого процесса экзогенной дифференциации алюмосиликатного вещества и всей последующей жизни возникших новообразований. Начинается формирование закономерно появившейся новой твердой оболочки Земли.

Все это позволяет обоснованно относить экзогенные (седиментогенные), биогенные и метаморфические процессы в полной мере к процессам планетогенным для определенного типа планет, т. е. к процессам, в результате действия которых возникает, растет (нарастает во времени) и эволюционно изменяется самая наружная твердая их оболочка (сфера). Иначе говоря, перед нами открывается совершенно новая, неожиданная, но реально воплощающаяся в эволюции планет роль этих процессов, познание которой, безусловно, составит новое направление в сравнительной планетологии.

Уверенность в перспективности и плодотворности этого нового космогонического аспекта в познании «земных» экзогенных, биогенных и метаморфических процессов, базируется, помимо всего отмеченного, еще и на том, что именно изучение роли и значения этих процессов в формировании твердой наружной оболочки (или оболочек?) Земли, несомненно, будет способствовать выявлению и познанию подобной (или подобных?) оболочки и на других планетах так называемого земного типа и прежде всего в пределах нашей Солнечной системы, на Венере и Марсе. Последняя же задача вне всяких сомнений уже в сравнительно близкое время будет стоять как задача практическая.

В заключение хотелось бы сформулировать ту общую, но принципиальную задачу, которая в этой связи встает в области познания планетной, в том числе «геологической», истории планет «земного типа»: это выявление, изучение и познание осадочной и осадочно-метаморфической оболочек и слагающих их комплексов на планетах «земного типа» и выявление следов проявления в них былой жизни. В целях достижения этого на первом этапе следует развивать и совершенствовать дистанционные методы их дешифрирования и картирования, а также методы сравнительного анализа действия экзогенных, биогенных и метаморфических процессов на планетах различной планетной истории, тектонического, водного и газового режимов; на планетах, находящихся в настоящее время на различных стадиях своей жизни.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А. П.* Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
2. *Добродеев О. П.* Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества.— Вестн. МГУ, 1974, № 1, с. 32—37.
3. *Перельман А. И.* Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.

4. Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования.— Сов. геология, 1960, № 6, с. 45—47.
5. Резанов И. А. Земная кора. М.: Наука, 1974. 159 с.
6. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
7. Сидоренко А. В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 3—4.
8. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—895.
9. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 3—20.
10. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 200—205.
11. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. О едином биологическом процессе созидания и развития сналя земной коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 185—187.
12. Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 74—78.
13. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 117 с.
14. Сидоренко Св. А., Теняков В. А. О глобальных «эпохах» накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 190—194.
15. Теняков В. А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 47—56.
16. Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre.— Ann. Soc. Geol. Belgique, 80, Oct., 1956, p. 205.
17. Schidlowski M., Appel P. W. U., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbon and oxigine isotope camistry and inpliation for the terristiol budget.— Precambrian research, 1975, v. II, N 1, p. 189—199.

УДК 553.55 : 551.72+551.73/78

КАРБОНАТНО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Н. А. СОЗИНОВ, Св. А. СИДОРЕНКО

Различные аспекты проблемы формирования карбонатных отложений, резко обогащенных органическим веществом, до настоящего времени остаются дискуссионными. В последнее время интерес к карбонатно-углеродистым отложениям возрос, поскольку было установлено, что большое число важных в промышленном отношении месторождений полезных ископаемых приурочено к этим отложениям. С карбонатно-углеродистыми образованиями тесно парагенетически связаны месторождения фосфора, марганца, полиметаллов, сидеритов, различных горючих ископаемых, шунгитов, графитов и т. д.

В современную эпоху процесс накопления углеродистого (органического) вещества можно наблюдать в акваториях внутриконтинентальных морей, например Черного и Балтийского, и на шельфе ряда окраин материков, в том числе в области Калифорнийского шельфа, Юга-Западной Африки и др. Наиболее же древние карбонатно-углеродистые отложения с абсолютным возрастом более 3,5 млрд. лет известны в архее. По имеющимся данным, интенсивное накопление углеродистого вещества началось с возникновением жизни на Земле, т. е. с появлением свободного кислорода в атмосфере и образованием гидросферы.

Карбонатно-углеродистые отложения образуют весьма специфическую и устойчивую во времени парагенную ассоциацию, возникающую в определенных историко-геологических условиях, и, очевидно, могут быть выделены в ранг формаций (в понимании Н. С. Шатского [20] и Н. П. Хераскова [21]). Сходный парагенезис карбонатных пород и связанных с ними углеродистых сланцев в отложениях разного возраста и

геоструктурного положения позволяет объединить аналогичные или геологические конкретные формации в один карбонатно-углеродистый тип формаций.

Стратиграфическое размещение карбонатно-углеродистых формаций

Анализ стратиграфического размещения карбонатно-углеродистых формаций показывает, что наиболее древние накопления углеродистого вещества отмечаются уже в архее, где они очень тесно ассоциируют с вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Углеродистое вещество в этих формациях, как правило, метаморфизованно и превращено в графит. К указанному возрастному интервалу относятся хорошо известные формации углеродистых сланцев Каапвальского кратона (Юго-Восточная Африка), района Исуа (Юго-Западная Гренландия), а также карбонатно-углеродистые и углеродисто-карбонатно-вулканогенные формации Канадского, Балтийского, Алданского щитов и других районов.

Большое количество разнообразных по составу и ассоциациям карбонатно-углеродистых формаций встречается в верхнем архее и нижнем протерозое. На этом стратиграфическом уровне весьма часто отмечаются ассоциации углеродистого вещества с железистыми кварцитами и первично-карбонатными и терригенно-карбонатно-глинистыми осадками. Широкое развитие имеют также вулканогенно-карбонатные ассоциации. Все природные ассоциации карбонатно-углеродистых формаций, окончательно сформировавшиеся в верхнем архее и нижнем протерозое, встречаются в среднем и верхнем протерозое и фанерозое. К этому возрастному интервалу можно отнести карбонатно-углеродистые отложения Федоровской свиты иенгской серии Алданского щита, углеродистые алевролиты и алевропелиты протерозоя в ассоциации с карбонатами тимской серии КМА, шунгиты Карелии и др.

Максимального развития накопление карбонатно-углеродистых осадков достигло в позднем докембрии и палеозое. На всех континентах в отложениях верхнего рифея, венда и палеозоя встречаются достаточно мощные карбонатно-углеродистые формации. Площади распространения их выражаются многими тысячами квадратных километров. К ним относятся карбонатно-углеродистые формации доманика Урала, кукерситы Эстонии и др.

Анализ стратиграфического размещения карбонатно-углеродистых формаций в докембрии и фанерозое показывает, что накопление этих осадков происходило непрерывно в течение всей геологической истории Земли. Вместе с тем в отдельные периоды отмечается максимальное их проявление, когда в относительно узких временных интервалах геологической истории на фоне тектонической стабилизации шло интенсивное накопление углеродистых отложений на всех континентах Земли. Такие периоды накопления углеродистого вещества в докембрийский этап развития были более устойчивыми и продолжительными и, наоборот, в фанерозойский — более скоротечными и кратковременными.

Геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций

Комплексе пород рассматриваемого формационного типа представлен переслаивающимися известняками, мергелями и высокоуглеродистыми карбонатно-глинистыми сланцами, в меньшей степени карбонатными алевролитами и аргиллитами или их метаморфизованными эквивалентами. Часто в тех или иных количественных соотношениях встречаются кремнистые породы, т. е. рассматриваемые формации являются поликомпонентными.

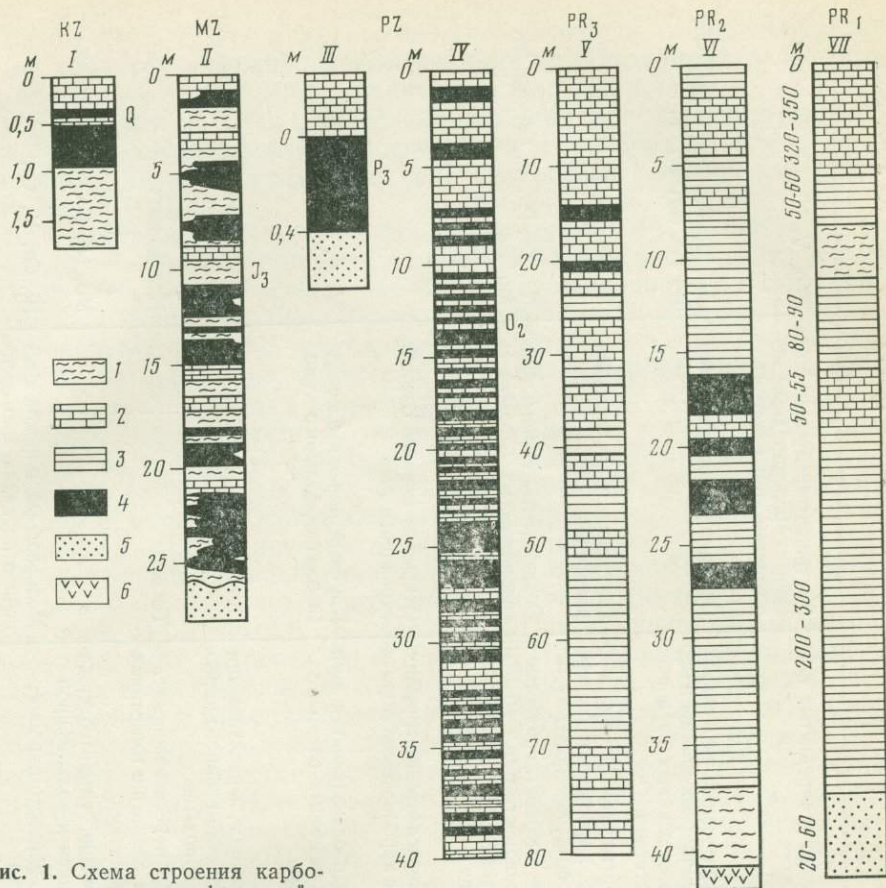


Рис. 1. Схема строения карбонатно-углеродистых формаций

1 — карбонатные илы, глины, сланцы; 2 — карбонатные породы: илы, известняки, доломиты, мраморы; 3 — углеродистые сланцы; 4 — высокоуглеродистые илы, горючие сланцы, шунгиты, графиты; 5 — терригенные породы; 6 — вулканиты.

I — колонка дна в северо-западной части Черного моря [18]; II — Общесыртовское месторождение горючих сланцев [22]; III — сланцы Мансфельда (Kautch, 1942; из работы Н. М. Страхова [18]); IV — кукерситы Прибалтики [1]; V — шарыкская свита Кокчетавского массива [14]; VI — шунгитовая толща Карелии района оз. Сандар [19]; VII — углеродисто-карбонатная подсвита верхней свиты K_3 криворожской серии [9]

Карбонатные высокоуглеродистые сланцы среди неметаморфизованных отложений фанерозоя известны под названием «нефтяные сланцы», «горючие сланцы», «доманик», «купфершифер» и другие, а среди метаморфизованных отложений докембрия они определены как «шунгиты», «черные сланцы», «графитовые сланцы» и т. п.

Характерная особенность неметаморфизованных формаций фанерозоя — обилие (до 10% и более) углеродистого вещества (керогена), пигментирующего основную карбонатную ткань породы. Обычно осадки, входящие в состав формаций, являются отложениями мелководных морских бассейнов начальных циклов трансгрессий. Они накапливались в обстановке как сероводородного заражения придонных вод, так и свободно аэрируемой среды. Морское происхождение большей части этих образований обосновывается содержащимися в них ископаемыми органическими остатками и литологической однородностью пород на площадях более десятков или сотен квадратных километров. Органическое вещество в этих отложениях представлено керогеном двух типов: сапропелевое и гумусовое в различных количественных соотношениях.

В углеродистых формациях докембрия углеродистое вещество сложено метаморфизованными разностями — антраксолитом, шунгитом,

Таблица. Геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций *

Номер п/п	Формация, район распространения	Возраст	Органическое вещество (содержание, формы проявления)	Литологический состав	Палеогеографические условия формирования	Характерный состав малых элементов
1	Современные осадки Черного моря	Q	C _{орг} до 20%. Сапропелевое органическое вещество	Карбонатно-углеродистые илы	Внутриконтинентальный бассейн с сероводородным заражением придонной его части	Mo, V, Ni, Co, Cu
2	Формация Грин-Ривер (США)	P	C _{орг} до 30% и более. Кероген — 14% (C — 80%, H — 10,3, N — 2,4, S — 1,0—5,8%)	Тонкое ритмичное переслаивание битуминозных сланцев мергелей, обогащенных органическим веществом	Осадки пресноводных озер	Ba, B, V, Au, Li, Mn, Mo, As, Pb, Ag, Se, Sr, P
3	Горючие сланцы Волжско-Печерского региона	I ₃	C _{орг} (10—60% (C—60%, H—7,7%—9, O+H—29,6%))	Глины аргиллитоподобные мергелистые. Карбонатного материала 10—60%. Мощность 57 м	Внутреннее море синеклизы платформы	V, Mo, Cu, Pb, Co, Ni
4	Медистые сланцы ФРГ (купфершифер)	P ₂	C _{орг} от 0, п до 30%	Медистые высокоуглеродистые сланцы мощностью 0,2—0,5 м. Карбонатов 8—50%, иллит 17—70, хлорит — 10, каолинит — 5%	Осадки мелководного трансгрессирующего бассейна с сероводородным заражением придонной его части	Cu, Zn, Pb, V, Cr, Mn, Ni, Mo, Ba
5	Кукерсыты Эстонской ССР	O ₂	Кероген 10—40%	Тонкое переслаивание горючих сланцев с карбонатными породами	Открытый морской бассейн окраинного типа	
6	Шунгиты Карелии	PR ₂	C _{орг} 3—40%. Графитоподобное вещество — шунгит (тонкая вкрапленность, прослой, линзы)	Толща переслаивающихся шунгитов, шунгитовых сланцев с доломитами	Крупный морской бассейн эвгеосинклиналиного типа	V, P, Mo, Ni, TR
7	Черные сланцы района Оуткумпу (Финляндия)	PR ₁	C _{орг} 3 до 30%. Рассеянная форма	Черные сланцы, переслаивающиеся с первично-глинисто-карбонатными породами	Нет данных	U, V, P, Mo, Ni, Co, Ag, Au
8	Углеродистые сланцы федоровской свиты Алданского щита	PR ₁	Рассеянная форма представлена графитом	Ритмичное переслаивание углеродистых сланцев с известняками и доломитами	То же	Нет данных
9	Графитовые сланцы иенгрской серии Алдана	AR	C _{орг} до 20%. Рассеянная форма	Переслаивание графитосодержащих сланцев и кальцифиров	»	Mo, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn
10	Графитовые сланцы и графиты Приазовского массива	AR	C _{орг} 10—20%. Рассеянная форма	Первично-глинисто-карбонатные осадки	Мелководный морской бассейн в пределах миеосинклинали	Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn

*Таблица составлена с использованием литературных материалов [3, 4, 22, 24, 25] и личных наблюдений авторов.

графитом и т. д. Тем не менее его биогенная природа и первично-сапропелевый характер надежно обосновываются комплексом литологических, изотопных, электронно-микроскопических и других данных.

В таблице и на рис. 1 приведены геологические особенности карбонатно-углеродистых формаций докембрия и фанерозоя. Ярким примером формаций этого типа являются нефтеносные карбонатные сланцы Грин-Ривер (США).

Битуминовые сланцы этой формации эоценового возраста распространены на большой площади в северо-западной части штата Колорадо, северо-восточной части штата Юта и юго-западного Вайоминга.

Сланцы формации Грин-Ривер, как полагает Г. Бредли [23], было бы правильнее считать мергелями (глинистыми известняками), обогащенными органическим веществом. Преобладающими минералами как в богатых, так и в бедных пластах являются кальцит и доломит, которые составляют в большинстве случаев около 25%, а в некоторых — свыше 50% породы. Состав минеральной части сланцев Грин-Ривер примерно следующий (в %): карбонаты 48, полевой шпат 21, кварц 13, глины 13, анальцит 4, пирит 1. Особенностью нефтяных сланцев формации является наличие в породах даусонита, нахколита, шортита.

Верхнеюрские сланценовые отложения Волжско-Печерской провинции прослеживаются через всю восточную часть Восточно-Европейской платформы. По данным Г. В. Явхута [22], они представлены исключительно морскими фациями. А. А. Гурвич [7] на основании анализа бентосных форм организмов делает вывод, что осадки сланценовой толщи накапливались в море, лишенном значительных волнений, на дне которого росли водоросли и обитала многочисленная фауна. Отложения волжского яруса этого региона в нижней части состоят из темно-серых известковистых глин, переслаивающихся с горючими сланцами, а в верхней части — преимущественно из песчаников с гальками фосфоритов. Мощность сланценовых отложений составляет 6—100 м. Отмечается общая закономерность уменьшения ее с юго-востока на северо-запад. В разрезе сланценовой толщи преобладают глинисто-мергелистые породы, составляющие более 50% объема толщи. Подчиненное положение занимают алевролиты, известняки и горючие сланцы. Глинисто-мергелистые породы характеризуются пелитовой и алевропелитовой структурой. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюда, редко с примесью каолинита или монтмориллонита. Алевролитовая примесь, составляющая 10—15%, иногда до 20%, состоит главным образом из неокатанных зерен кварца, чешуек гидратированной слюды и глауконита округло-овальной формы. В составе рассматриваемых пород обычно присутствует пирит [22].

По содержанию органического вещества выделяются горючие сланцы трех типов [6]: первый тип до 50—60%, второй — 10—15 и третий — 15—25%.

Строение сланценовой толщи в отдельных районах различное. Так, например, на Кашпирском месторождении мощность сланценовой толщи от 2,5 м на северном участке до 5 м — на южном. Она состоит из двух пластов горючих сланцев. Мощность толщи в Ульяновском районе 4,4—6,8 м при средней мощности пластов 0,13—0,8 м. Вся толща содержит семь-восемь слоев горючих сланцев. В Заволжье мощность сланценовой толщи 24—32 м; пласты характеризуются сложным строением и состоят из трех-четырёх пачек горючих сланцев. Элементарный состав органической части горючих сланцев характеризуется следующими данными (в %): С 56—70, Н 6,3—8,8, N + O 14,9—36,4 и S 4,2—9,0 [22].

Сланценовые отложения нижневолжского яруса Волжско-Печерской провинции — типичные платформенные образования, отличающиеся в общем небольшой мощностью. Наибольшие мощности приурочены к синеклизам на краю платформы — в Печерской впадине (90 м) и в Прикаспийской синеклизе (250 м).

Палеозойская карбонатно-углеродистая формация представлена горючими сланцами Эстонии — кукерситами. По данным С. С. Баукова [1], кукерситы прослежены горными выработками и скважинами на площади около 100 тыс. км² и занимают пространство 500 км по простиранию пород в широтном направлении от побережья Балтийского моря до меридиана г. Волхова и по падению пород 180 км к югу от побережья Финского залива. Горючие сланцы в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и в виде маломощных прослоев и примазок переслаиваются с мергелями, глинистыми известняками и известняками, которые во многих случаях также обогащены керогеном [1]. Больше всего горючих сланцев содержится в кукрузеском горизонте. В районе действующих шахт в Эстонии, в интервале 10—12 м, насчитывается 28—29 сланцевых слоев и прослоев суммарной мощностью около 5 м. Переслаивающиеся здесь с горючими сланцами, мергели и известняки (за исключением 16 прослоев суммарной мощностью 1,5—2 м) также обогащены в разной мере керогеном.

Условия формирования горючих сланцев — кукерситов — рассматривались в работах многих исследователей (Д. В. Наливкина [10], Н. М. Страхова [18], Х. Т. Раудсеппа [11], С. С. Баукова [1] и др.).

Согласно Д. В. Наливкину [10], кукерситы образовались в иловой впадине мелководного эпиконтинентального моря на значительном удалении от берега. Н. М. Страхов [18] связывает накопление органического вещества кукерситов предположительно с жизнедеятельностью придонных высших водорослей нормального режима морских вод.

С. С. Бауков и Х. А. Стумбур [2] на основании изучения вещественного состава горючих сланцев и вмещающих пород, а также геотектонических условий сланценакопления пришли к выводу об образовании кукерситов в открытом море в условиях нормального газового режима. По их данным, в общем структурном плане каледонского времени эта часть ордовикского моря располагалась в граничной зоне между областью устойчивого поднятия на севере (Фено-Скандинавский массив) и областью устойчивого погружения на юге (Прибалтийская впадина). Это, как полагает С. С. Бауков [1], очевидно, и обусловило то обстоятельство, что за время своего существования Северо-Эстонский прогиб не был статичным, о чем можно судить по ритмичному строению и резкой вертикальной дифференциации осадков сланценосной толщи, накопившихся в более глубоководной части, а также по размывам и перерывам отложений в более краевых его частях. Дифференциация осадков сланценосной толщи по площади, возможно, указывает на расположение Северо-Эстонского прогиба вдоль северного берега ордовикского Балтийского бассейна.

Примером тесной ассоциации карбонатно-углеродистых пород является также сидеритоносная формация позднего докембрия Кокчетавского массива [13, 14].

В пределах Кокчетавского массива в основании вендского комплекса трансгрессивно залегает однотипная парагенетическая ассоциация углеродисто-сланцево-карбонатных (сидеритоносных) пород. Широкое площадное развитие сидеритоносных отложений, большое количество пластов сидеритов и постоянный их парагенезис с породами сланцево-карбонатной толщи позволяют выделить ее как специфическую сидеритоносную формацию суммарной мощностью 700—750 м.

Отличительной чертой этой формации является своеобразная ассоциация слагающих пород, представленных углеродсодержащими глинистыми сланцами, сидеритами, известняками и доломитами. Отложения формации обычно тонко- и параллельнослоистые, волнисто-слоистые, иногда содержат линзы и тонкие прослои кремней и тонкополосчатых яшм. Породы содержат метаморфизованное органическое вещество и часто обладают водорослевой структурой.

Породы, подстилающие сидеритоносную формацию, представлены толщей кристаллических и филлитовидных сланцев, которая перекрывается терригенными отложениями, состоящими из флишеподобного переслаивания однообразных пород — олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов.

В составе сидеритоносной формации главная роль принадлежит различным углеродсодержащим филлитовидным сланцам и карбонатным породам. Важной отличительной чертой отложений, заключающих пласты сидеритов, является однородность их фациального состава на больших пространствах, что может свидетельствовать в пользу устойчивых палеогеографических и фациальных условий осадконакопления в эпоху рудообразования.

Пласты сидеритов встречаются в тесной ассоциации с филлитовидными углеродисто-глинистыми сланцами и карбонатными породами. По вертикали сидериты через тонкие слои углеродисто-глинистых сланцев переходят в карбонатные породы, представленные преимущественно известняками и реже доломитизированными известняками и доломитами.

Пласты сидеритов встречаются по всему разрезу формации. В верхних частях формации часто отмечается флишеподобное микроритмичное чередование сидеритов и углеродисто-глинистых сланцев. Мощность микроритмов различная — от 0,3 до 0,8—1 м.

Изучение литолого-петрографических и текстурно-структурных особенностей вмещающих пород, наблюдения над характером их фациальных изменений и геохимических особенностей позволяют предполагать, что накопление осадков происходило в весьма мелководном и, вероятно, отшнурованном от океана морском бассейне миогеосинклинального типа. По всей видимости, развитие миогеосинклинальной зоны осуществлялось на жестком древнем фундаменте в условиях вялых эпейрогенических (параплатформенных) тектонических движений при общем погружении района.

Суша, окружавшая бассейн седиментации, представляла собой, по-видимому, пенеценизированную равнину, с которой выносились главным образом продукты химического выветривания. Этому способствовал теплый и влажный климат, что наряду с вялыми эпейрогеническими движениями создало условия для глубокого химического разложения пород.

Бассейн, в котором происходило накопление рудоносных осадков, состоял из целого ряда относительно узких, протяженных на сотни километров заливообразных водоемов. Присутствие в незначительном количестве алевритового и пелитового терригенного материала, доломитов, обилие органического вещества и водорослей свидетельствуют о малых глубинах этих водоемов.

Геохимическая обстановка в водоемах определялась обильным накоплением отмирающего фотопланктона и водорослей, разложение которых создало восстановительную среду придонных иловых вод. Наличие диагенетического пирита и метаморфизованного органического вещества может служить указанием на сероводородную их зараженность и застойный гидродинамический режим.

Выносимые с суши растворенные соединения железа в условиях резко восстановительной среды придонных иловых вод могли восстанавливаться и связываться с карбонатами, образуя сидеритовые тела. Этому способствовало также незначительное поступление в водоемы разбавляющего терригенного материала.

Наличие в сидеритах остатков водорослей и рассеянного метаморфизованного органического вещества позволяет предполагать, что в накоплении сидеритов существенную роль играли биогенные процессы. Эта роль могла быть двоякой: с одной стороны, создание тех благоприятных геохимических условий, при которых происходило осаждение сидеритов хемогенным путем, с другой — непосредственное накопление железа самими водорослями.

К карбонатно-углеродистой формации относятся протерозойские шунгиты Карелии, приуроченные к верхнеятулийским и суйсарским отложениям. Эти отложения известны в Южной Карелии в районе Онежского озера, Суоярви, Туломозеро и Малого Янисъярви, где они были описаны под названием шунгит-карбонатно-сланцевой толщи [16]. По данным В. А. Соколова и других [16, 17], наиболее широкое площадное развитие эта толща имеет в северной части Онежского озера. Шунгитсодержащие породы занимают всю центральную часть Онежской мульды на площади около 10 тыс. км². В последние годы в результате изучения шунгитов Карелии был получен большой новый материал по строению шунгитсодержащей толщи и условиям ее формирования [5, 8 и др.]. В докембрии Карелии выделяются две основные эпохи первичного накопления углеродистых отложений: нижнепротерозойская (лопская), охватывающая бассейны геосинклинального типа, и среднепротерозойская (ятулийско-суйсарская) — бассейны плотоплатформенного и платформенного типов [8].

Литологические исследования шунгитсодержащих толщ позволили В. А. Соколову и другим [17] составить палеофациальную схему образования заонежской свиты верхнего ятулия. По их данным, высокоуглеродистые осадки (шунгиты) накапливались в крупном проливиобразном бассейне, окруженном с востока и запада областями размыва.

В Юго-Восточной и Восточной Финляндии района Оутокумпу, например, углеродистые отложения входят в Карельскую сланцевую формацию [25]. Среди них наиболее широко распространены так называемые филлиты и аргиллитовые «черные сланцы», состоящие наполовину из биотита, а также из кварца и плагиоклаза — андезина с примесью графита, пирита, пирротина и ильменита. Содержание графита и сульфидов железа в них достигает 25%. Наряду с первично-глинисто-карбонатными породами широким распространением пользуются амфиболовые (первично-известковистые) и карбонатно-амфиболовые углеродистые сланцы. Е. Пелтола [25] приходит к выводу, что эти отложения осаждались в условиях, близких к образованию сапропелей. Вероятным является как химическое, так и биохимическое осаждение первоначальных компонентов осадка — карбонатов, углеродистого вещества и сульфидов.

В древнейших слоях земной коры с абсолютным возрастом более 2,6 млрд. лет углеродистые отложения карбонатно-углеродистой ассоциации встречаются и на многих щитах. В частности, в пределах Алданского щита углеродистые сланцы в ассоциации с карбонатными отложениями фиксируются очень часто. Так, углеродистые отложения в виде слоев, резко обогащенных метаморфизованным углеродистым веществом — графитом, отмечаются по всему разрезу Алданского комплекса в иенгурской, тимптонской и джелтулинской сериях, но распределены в нем неравномерно, занимая вполне определенное стратиграфическое положение. Наиболее широко углеродистые породы развиты в нижней иенгурской и верхней джелтулинской сериях.

В иенгурской серии углеродистые отложения встречаются в федоровской свите. Средняя подсвита федоровской свиты сложена графитсодержащими диопсидовыми, двупироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, мраморами с прослоями гиперстеновых кристаллических сланцев и кварцитов.

В верхней — джелтулинской серии, особенно в нижней ее части (сутамская свита), широким распространением пользуются мраморы, кальцифиры, биотит-гранатовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы основного состава. Существенную роль в составе нижней части разреза играют графитсодержащие разности пород, которые тесно ассоциируют с биотит-гранат-плагиоклазовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Графит в породах отмечается повсеместно, содержание его достаточно велико.

Особенностью отложений архея Алданского щита является тесная

ассоциация прослоев, сложенных гнейсами и кристаллическими сланцами, с карбонатными слоями; все разности чередующихся пород содержат большое количество послойно распределенного графита. Карбонатные слои и горизонты и чередующиеся с ними графитовые породы выдержаны по простиранию и по мощности на широких площадях.

В пределах Украинского щита в породах раннего докембрия верхней свиты (K_3) широко распространены отложения с высоким содержанием углерода, которые, по данным Г. И. Каляева [9], входят в состав углито(графитисто)-терригенной (K^{13}), углито-карбонатно-лагунной (K_3^2) и кварцито-конгломерато-молассовой (K_3^3) формаций суммарной мощностью 4000—5000 м.

В составе так называемой углито-терригенной формации выделяется горизонт углеродисто-графитовых биотитовых и серицитовых сланцев, встречающихся и в лагунной формации совместно с карбонатными породами, в которых графит имеет подчиненное значение. Отмечаются разности, почти целиком состоящие из углеродистого вещества или графита, ассоциирующего с тонкими слоями пирита, кварцита и карбоната. В этих сланцах основная ткань породы образована мелкозернистым кварцем и углеродистым веществом. Кроме этих сланцев, выделяются разновидности углеродисто-графит-кварц-карбонатные, состоящие на 60—70% из карбоната, находящегося во взаимном прорастании с графитом, причем карбонат здесь является первично-седиментационным, отлагавшимся вместе с органическим веществом в лагунных условиях. Г. И. Каляевым [9] было также изучено углеродистое вещество сланцев, в которых содержание остаточного углерода иногда превышает 20%. Он полагает, что углерод в этих породах, вероятно, имеет первично-органическое происхождение, а наличие битумов и высокая пиритонность указывают на образование их в водоемах лагунного типа, где существовали подходящие условия для захоронения простейших организмов.

Приведенные краткие сведения о карбонатно-углеродистых формациях докембрия и фанерозоя показывают, что тесная ассоциация углеродистого и карбонатного вещества является весьма устойчивой во времени и образуется в различных геотектонических условиях. Эта ассоциация встречается на различных стратиграфических уровнях сиалического разреза земной коры. Наиболее ранние эпохи накопления углеродистого вещества с карбонатным материалом отмечаются уже в глубоком архее, а наиболее молодые — в современных бассейнах внутриконтинентальных и окраинных морей подводных окраин материков с пассивным и активным геотектоническим режимом. Анализ имеющегося материала показывает, что карбонатно-углеродистые формации в разрезе земной коры распределены неравномерно. В отдельные интервалы геологической истории отмечается максимальное их проявление, тогда как в другие они не известны. Сравнение разновозрастных карбонатно-углеродистых формаций показывает на изменение ряда их особенностей, зависящих от эволюции геологических условий, существовавших на земном шаре в различные эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауков С. С. Ордовикские сланценозные формации (Прибалтийский бассейн).— В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 17—39.
2. Бауков С. С., Стумбур Х. А. Геологические условия образования кукурсита.— В кн.: Горючие сланцы. Таллин: Валгус, 1975, с. 5—8.
3. Ведеполь К. Г. Геохимические и петрографические исследования «медистого сланца» в северо-западной Германии.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 398—414.
4. Волков И. И., Фомина Л. С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6, с. 3—15.
5. Галдобина Л. П., Горлов В. И. Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161—163.

6. Гинзбург А. И., Явхута Г. В. Новые данные по характеристике горючих сланцев Волжского бассейна.— Химия твердого топлива, 1969, № 6, с. 13—18.
7. Гурвич А. А. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений окрестности с. Орловки.— Учен. зап. Саратов. ун-та, 1951, т. 28, вып. геол., с. 27—38.
8. Калинин Ю. К., Соколов В. К. Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 155—160.
9. Калыев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наукова думка, 1965, с. 189.
10. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 1, с. 456.
11. Раудсепп Х. Т. О генезисе горючего сланца-кукерсита.— В кн.: Горючие сланцы. Таллин: Валгус, 1975, с. 9—14.
12. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 155 с.
13. Созинов Н. А. Условия формирования сидеритоносной формации позднего докембрия Кокчетавского массива.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1973, с. 123—126.
14. Созинов Н. А. Позднедокембрийская эпоха накопления осадочных сидеритов.— В кн.: Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975, с. 42—43.
15. Созинов Н. А., Сидоренко С. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687.
16. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.: Л., Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
17. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Хейсканен К. И. Эволюция литогенеза в протерозое Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 115—122.
18. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.
19. Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—66.
20. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91, с. 17—24.
21. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—99.
22. Явхута Г. В. Верхнеюрская сланцевая формация.— В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 53—70.
23. Bradley G. Origin and microfossils of the oil shal of the Green River formation of Colorado and Utah.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1931, v. 168. 58 p.
24. Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland.— Bull. de la comission. Geol. de Finlande, Helsinki, 1960, N 190, p. 35—41.
25. Peltola E. On the Black schists in the Outokumpu region in Faszern Finland.— Bull. de la comission. Geol. de Finlande, Helsinki, 1960, N 192, 192 p.

УДК 552.54

КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЕ КАК НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ

В современной геологии и биологии наиболее актуальной является проблема чрезвычайно ранней геохимической дифференциации Земли на подвижные оболочки — гидросферу, атмосферу, стратисферу и биосферу, которые формировались в указанной последовательности и непрерывное взаимодействие которых, происходившее в радиационном поле Солнца, в конечном счете определило существо геологических и материальную основу биологических процессов на Земле [1, 2, 3, 8, 9].

В самое последнее время получены важные изотопно-геохимические и палеобиологические доказательства того, что образование гидросферы и атмосферы, появление первых осадочных пород и предбиологических структур, а затем и самой биосферы связано с заключительным этапом аккреции Земли и начальным периодом ее развития как планеты.

Геохимическая дифференциация периферы Земли на подвижные оболочки, имевшая, как будет показано ниже, в основном экзогенный ха-

ракти, должна была сопровождаться изотопной дифференциацией легких стабильных элементов, таких, как водород, углерод, кислород, сера и другие, так как физико-химические факторы фракционирования стабильных изотопов наиболее действенны в термодинамических условиях зоны гипергенеза и в биологических системах. Поэтому сейчас особое значение приобретает комплексное изотопное изучение древнейших осадочных карбонатов и сингенетичного им органического вещества, в изотопном составе которых заключена важная генетическая информация о характере экзогенной геохимической эволюции подвижных геосфер Земли.

К настоящему времени в результате широких изотопных исследований карбонатов и органического вещества из всех докембрийских щитов мира, проведенных рядом научных коллективов как в СССР [10, 11, 5], так и за рубежом [19, 21, 22], получен большой фактический материал, который ясно свидетельствует об устойчивом постоянстве среднего изотопного состава карбонатного ($\delta^{13}\text{C}=0,0\text{‰}$) и органического ($\delta^{13}\text{C}=-25\div-27\text{‰}$) углерода на всем протяжении известного нам геологического времени. Это постоянство служит веским доказательством того, что биологический цикл углерода установился со времени раннего докембрия, т. е. 3,5 млрд. лет назад. Отсюда следует, что весь углерод земной коры, карбонатный и органический, многократно прошел биологический цикл, поэтому в известном смысле все карбонаты (фанерозойские и докембрийские) можно считать продуктом биосферы [9].

Все это дало основание считать, что стационарная величина $\Delta^{13}\text{C}=-27\text{‰}$, характеризующая степень изотопного фракционирования между органической и карбонатной формами углерода в земной коре, является планетарной биогеохимической константой, которая свидетельствует о существовании уже 3,5 млрд. лет назад взаимодействующей системы подвижных геосфер земной коры — гидросферы, атмосферы, стратисферы и биосферы [8].

Кроме того, эта константа является своеобразной мерой глобального действия экзогенно-метаморфогенного механизма, обеспечивающего круговорот вещества в земной коре и тем самым устойчивость геохимического цикла углерода, поскольку важным элементом этого механизма является углекислота [12] и углеводородная [13] дегазация осадочно-метаморфических толщ докембрия.

В то же время постоянство среднего изотопного состава углерода морских карбонатов в течение геологического времени указывает, с одной стороны, на соответствующее постоянство отношения $C_{\text{орг}} : C_{\text{карб}}=1 : 4$ в обменном резервуаре, а, с другой — означает, что более 80% углерода земной коры было вовлечено в биологический цикл уже 3,5 млрд. лет назад.

Таким образом, достижения литологии, изотопной геологии, абсолютной геохронологии и палеобиологии в изучении древнейших осадочно-метаморфических комплексов докембрия свидетельствует о том, что уже 3,5 млрд. лет назад углекислота была вторым после кремниеслоты анионным компонентом силикатной земной коры. Более того, к этому времени установилось устойчивое стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода земной коры, которое контролировалось не только биологическим циклом, но и процессами постседиментационного преобразования биогенного органического вещества.

В этой связи проблема еще более раннего, чем 3,5 млрд. лет назад, появления на земной поверхности значительного количества углекислоты заслуживает специального рассмотрения, тем более, что есть все основания полагать, что эта ранняя углекислота и связанное с ней раннее карбонатообразование играли важную роль в осадочной дифференциации первичного земного силикатного вещества и в формировании стратисферы Земли.

Чрезвычайно раннее вовлечение в геохимический цикл основной массы углерода земной коры трудно представить с позиций постепенной дегазации мантии и поступления летучих на поверхности Земли в течение геологического времени.

Традиционные представления о постепенном разогревании химически однородной Земли хондритового состава путем накопления радиогенного тепла, и, следовательно, постепенного выплавления из мантии в течение геологического времени силикатической коры и образования гидросферы и атмосферы сегодня уже не могут быть согласованы с огромным фактическим материалом целого ряда наук: от осадочной геологии и палеобиологии докембрия до планетной космогонии и космохимии.

Так, например, детальный анализ различных временных моделей формирования океана с позиций возможных путей эволюции его изотопного состава показал [16], что относительное постоянство объема океана в течение по крайней мере 3 млрд. лет является наиболее вероятным и предполагает раннее образование гидросферы. Новейшие данные по изотопии кислорода и водорода древнейших докембрийских комплексов Свазиленда, Родезийского кратона и т. д., полученные Х. Тейлором [26], привели его к выводу о том, что гидросфера возникла на самом раннем этапе геологической истории в результате грандиозной дегазации. Следует добавить, что к такому же выводу пришли Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [6], а также Ф. Фенейл [17], которые с различных геохимических позиций обосновывают эту вполне убедительную альтернативу представлениям о постепенной в течение геологического времени дегазации Земли и, следовательно, длительном формировании гидросферы и атмосферы.

Процесс глобальной дегазации должен был привести к появлению всех так называемых избыточных летучих компонентов на поверхности Земли, так как их главным материальным носителем является вода.

Чрезвычайно важным в решении рассматриваемой проблемы является учет всех известных к настоящему времени фактов, связанных с возникновением и развитием жизни на Земле. Микропалеонтологические и палеобиохимические исследования древнейших образований докембрия показали [14], что уже 4,25 млрд. лет назад должны были существовать эубионтные живые организмы с тем, чтобы последующая эволюция органического мира могла уложиться в те рамки времени, какие свойственны нашей планете.

Поэтому представлениям о постепенной дегазации мантии Земли можно противопоставить весьма плодотворную концепцию, во-первых, изначального обогащения наружных зон Земли водой и другими летучими, которые были химически связаны с первичными, в значительной мере гидратированными силикатами, обогащенными органическим веществом — главным концентратором летучих элементов, и, во-вторых, раннего активного участия всех этих летучих в выветривании первичного земного силикатного вещества. Все это дает основание подойти к проблеме начала геохимической истории углерода с иной стороны — с позиций планетной космогонии.

Современные достижения планетной космогонии и космохимии дают необходимый материал для решения этой проблемы. Теория конденсационно-химической и гравитационно-химической дифференциации протопланетного облака [4, 7, 18, 27] создала прочную основу для новых представлений о дифференциации Земли на оболочки, согласно которым образование гидросферы и атмосферы было связано непосредственно с заключительными стадиями формирования Земли как планеты.

В то же время органическая геохимия и космохимия получили убедительные доказательства абиогенного синтеза (по типу реакций Фишера — Тропша и Миллера — Юри) сложных высокомолекулярных органических соединений и их азот-, сера-, хлор- и т. д. производных еще на стадии протопланетного газо-пылевого облака [15, 24]. Эти абиогенные

органические вещества вошли вместе с твердым силикатным материалом в состав поверхностных зон Земли.

Первичное органическое вещество полимерной (ароматической) природы, достаточно термически и радиационно устойчивое, было, вероятно, основной химической формой углерода в зоне формирования планет земной группы. Есть все основания полагать, что в процессе гравитационно-химической дифференциации при аккреции планет и астероидов первозданное органическое вещество было сконцентрировано изначально во внешних зонах космических тел, создавая своеобразные карбосферы.

Исходя из современной, достаточно хорошо обоснованной концепции химически гетерогенной аккумуляции Земли, которая обусловила ее изначально плотностную стратификацию на оболочки (Fe—Ni ядро, силикатную мантию и поверхностную зону, состоящую из наименее плотного силикатного вещества, обогащенного водой и органическими соединениями, включая летучие элементы), следует признать, что предшественником гидросферы был главным образом первичный существенно гидратированный силикатный материал (возможно, первичные серпентиниты), а первозданное органическое вещество было наиболее вероятным источником ранней аммиачно-метановой атмосферы.

Завершающий этап аккреции Земли и последующее гравитационное уплотнение привели к образованию гидросферы и сопровождались различными видами фрагментации первозданного органического вещества: термолитической (за счет выделения гравитационной энергии адиабатического сжатия), фотолитической (за счет высокоэнергетического ультрафиолетового излучения Солнца) и гидrolитической (при взаимодействии с первичной гидросферой).

Все эти процессы обусловили глобальный катагенез первозданного органического вещества и термокаталитическое образование главным образом метана и аммиака, которые составили раннюю атмосферу. Однако атмосфера подобного состава сравнительно быстро испытала глубокие радиационно-химические преобразования под воздействием ионизирующих излучений Солнца вследствие того, что система метан—аммиак—вода из-за радиоллиза воды и диссипации водорода претерпевает трансформацию в радиационно-устойчивую систему углекислота—азот—вода. Скорость этой трансформации всецело определялась скоростью непрерывной диссипации водорода в межпланетное пространство. Аэрономические расчеты показали [23], что температура экзосферного слоя ранней атмосферы достигала 1300°K , что должно было благоприятствовать сравнительно быстрой диссипации водорода как основного газообразного продукта фотодиссоциации воды, метана и аммиака. Тем не менее радиационно-химическое окисление метан-аммиачной атмосферы при фотодиссоциации воды все же было довольно продолжительным процессом, так что ранняя атмосфера достаточно длительное время (вероятно, около 100 млн. лет) имела переменный состав ($\text{CH}_4\text{—NH}_3\text{—CO}_2\text{—N}_2$). Можно полагать, что именно в такой сложной по составу и химически лабильной атмосфере возникла жизнь на Земле.

Процесс фрагментации органического вещества был естественно растянут во времени так же, как и процесс радиационно-химического окисления метана с образованием углекислоты, которая совместно с водой участвовала в разложении первичных силикатных и алюмосиликатных пород и успевала подвергаться минерализации, не создавая значительных концентраций в ранней атмосфере. Следовательно, представление о том, что углерод в виде высокомолекулярных органических соединений изначально присутствовал в наружной оболочке Земли, еще не является свидетельством одновременного нахождения всего углерода в виде CO_2 в атмосфере земной коры на раннем этапе ее развития.

Преобразование метана земной атмосферы в углекислоту имело грандиозные последствия литологического характера, так как ознаменовало появление самого первого и самого мощного геохимического фактора

глобального действия — химически сопряженной системы углекислота — вода, весьма агрессивного по отношению к первичному силикатному земному веществу. Именно этот фактор обусловил образование самых ранних кор выветривания и первых в истории Земли осадочных пород (карбонатных, глинистых, кремнистых и др.). В то же время этот важнейший геохимический процесс, начавшийся на земной поверхности, означал не только начало формирования стратисферы Земли, но и, что самое важное, положил начало, по нашему глубокому убеждению, превращению первичной базитовой и ультрабазитовой коры в сиалическую.

Первые карбонаты, глины, кремнистые породы, которые образовались в этот период, безусловно, не сохранились, но их значение для формирования сиалической коры и солевого состава гидросферы трудно переоценить. Ведь для превращения исходной базитовой земной коры в сиалическую, уже характерную для раннего докембрия, необходимо было либо поступление из мантии кремнекислоты и щелочных элементов, как обычно считается, либо удаление из базитовых пород ведущих щелочно-земельных элементов (Fe, Mg, Ca), которые образуют хорошо растворимые бикарбонаты, сульфаты и т. д. Здесь важно подчеркнуть, что прообразом геохимической обстановки на первозданной Земле в этот ранний период являются астероиды, давшие начало углистым хондритам. Для наиболее углеродистых и одновременно водосодержащих метеоритов (углистые хондриты I и II типов) характерны те же процессы, которые были доминирующими в самый ранний период развития Земли, а именно — окисление органического вещества до CO_2 с появлением карбонатов; окисление сульфидов до SO_3 с появлением сульфатов; окисление элементов переменной валентности (Fe, P) с появлением охр и фосфатов [20]. Все это является свидетельством химического выветривания, происшедшего на астероидах под воздействием углекислоты и воды в условиях их временной атмосферы.

Необходимо также учесть, что первозданное органическое вещество было носителем целого ряда летучих элементов, таких как хлор, фтор, бор и другие, которые сравнительно легко освобождались при процессах деструкции и фотохимического окисления органических соединений и служили дополнительными агентами химического выветривания и седиментации.

Все эти процессы активного химического взаимодействия первичного силикатного вещества с гидросферой и атмосферой, содержащих значительные количества углекислоты и других летучих, ознаменовали начало формирования стратисферы Земли, которое можно датировать возрастом в 4,4 млрд. лет.

Все изложенное выше позволяет рассматривать земную кору первых 500 млн. лет не как «кору выплавления», а как «кору выветривания» Земли в самом широком смысле этого понятия, имеющую определенное строение и закономерный механизм формирования и развития, причем отмеченные выше процессы глобального выветривания с совместным участием воды и углекислоты должны были обуславливать превращение первичной базитовой коры в сиалическую.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю. А. Геохимическая эволюция ранней Земли.— В кн.: Корреляция докембрия: Тез. докл. М.: Наука, 1975, с. 21—22.
2. Борщевский Ю. А. Изотопные методы и проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 79—84.
3. Борщевский Ю. А. Изотопный аспект проблемы первозданного органического вещества и его роль в формировании стратисферы Земли.— В кн.: VIII Междунар. конгр. по орган. геохим.: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1977, т. 2, с. 169—170.
4. Виноградов А. П. Высокотемпературные протопланетные процессы.— Геохимия, 1971, № 11, с. 1283—1296.

5. Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 184—189.
6. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974, 272 с.
7. Кларк С. П., Турекьян К. К., Гроссман Л. Модель ранней истории Земли.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 9—23.
8. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабил. изотопам в геохим. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 6—8.
9. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—895.
10. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2, с. 463—466.
11. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Борисова С. Л. и др. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия.— В кн.: V Всесоюз. симпоз. по геохим. стабил. изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974, с. 2—4.
12. Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А. и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
13. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитсодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 184—187.
14. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
15. Anders E., Hayatsu R., Studier M. H. Organic compounds in meteorites.— Science, 1973, v. 182, N 4114, p. 781.
16. Chase C. G., Perry E. C. The oceans: growth and oxygen isotope evolution.— Science, 1972, v. 177, N 4053, p. 992.
17. Fanale F. P. A case for catastrophic early degassing of the earth.— Chem. Geol., 1971, v. 8, p. 79.
18. Grossman L., Larimer J. W. Early chemical history of the solar system.— Rev. Geophys. Space Phys., 1974, v. 12, p. 71.
19. McKirdy D. M. Organic geochemistry in the precambrian research.— Precamb. Res., 1974, v. 1, N 2, p. 139.
20. Nagy B. Carbonaceous Meteorites.— Elsevier, 1975, 747 p.
21. Oecher D. Z., Schopf J. W., Kvenvolden K. A. Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks.— Science, 1972, v. 175, N 4027, p. 1246.
22. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget.— Precamb. Res., 1975, v. 2, N 1, p. 1.
23. Shimizu M. Instability of a highly reducing atmosphere on the primitive Earth.— Precamb. Res., 1976, v. 3, N 5, p. 454.
24. Studier M. N., Hayatsu R., Anders E. Origin of organic matter in early solar system-I. Hydrocarbons.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, p. 151.
25. Studier M. N., Hayatsu R., Anders E. Origin of organic matter in early solar system-V. Further studies of meteoritic hydrocarbons and a discussion of their origin.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, p. 189.
26. Taylor H. P. Water/rock interactions and origin of H₂O in granitic batholiths.— J. Geology, 1977, v. 133, p. 509.
27. Turekian K. K., Clark S. P. Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula.— Earth Planet. Sci. Letters, 1969, v. 6, p. 346.

УДК 552.54 : 732(576.76)

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МОРСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

Аутигенные карбонатные минералы в осадочных породах являются важнейшими индикаторами условий седиментации. Их роль заметно возросла в последнее время, когда появились методы (рентгеновский, электронно-микроскопический и др.), позволяющие определять не только минералообразующие элементы, но и примеси, изоморфно их замещающие, а также ультраструктуры минералов.

Использование указанных приемов при изучении докембрийских карбонатных пород позволило расширить наши знания о минералогии этих

образований. В частности, в рифейских известняках установлены следы магнезиального кальцита [10]. Имеются несомненные доказательства образования в докембрийских карбонатных осадках арагонита.

Для понимания условий карбонатного осадконакопления большое значение имеет изучение фациальных взаимоотношений различных групп и пород. Для докембрийских отложений этот анализ сводится главным образом к выяснению пространственного положения доломитовых и известняковых толщ. Следует заметить, что имеющийся материал по своей представительности крайне неравноценен.

Наименее изученные и наиболее метаморфизованные карбонатные породы архея и раннего протерозоя, описанные на Канадском и Алданском щитах [5, 9], характеризуются тяготением доломитовых образований к прибрежным зонам седиментации, а кальцитовых — и к более удаленным от берега.

В среднепротерозойских, рифейских и вендских отложениях наблюдаются две группы фациальных сочетаний известняков и доломитов. Первая характеризуется приуроченностью доломитовых пород к прибрежным фациальным зонам. Для второй отмечается широкое распространение доломитов в зонах открыто-морского типа. Такое сочетание особенно характерно для эпиконтинентальных морей. Доломиты этих областей образуют мощные, достаточно выдержанные пачки, в которых органогенные разности переслаиваются с тонкокристаллическими доломитами, лишенными видимого органогенного материала. В геосинклинальных зонах наблюдается затухание процесса доломитообразования [2].

В конце докембрия появляется третья группа сочетания карбонатных пород, для которой свойственна приуроченность доломитовых пород к наиболее глубоководным частям бассейнов, приобретающих характер солеродных.

Намеченная выше особенность в изменении фациальных взаимоотношений известняков и доломитов заставляет искать объяснений этого феномена в анализе свойств карбонатной системы в широком диапазоне изменения ее параметров. Выявление таких параметров возможно только путем экспериментов, так как наблюдения над современными процессами карбонатакопления ограничено узким диапазоном условий седиментации, которые могли отличаться от более древних.

Данные многочисленных экспериментов в области карбонатакопления свидетельствуют о влиянии на состав синтезируемого осадка композиции реагируемых растворов, состава растворенных газов, а также температуры, pH и других факторов.

Кальций-магниевый карбонатный осадок можно получить путем смешения раствора карбонатной соли с хлоридным, сульфатным и другими соединениями. Вероятно, для моделирования морской седиментации наиболее приемлем вариант соединения растворов карбонатного и хлоридного состава. Ниже рассмотрены варианты изменения состава, растворов, газов, а также температуры и pH.

Эксперименты показали, что состав карбонатного осадка очень чувствителен к количеству и отношению ряда катионов, присутствующих в растворе. В первую очередь, это относится к магнию и кальцию, т. е. элементам, входящим в состав большинства природных карбонатных минералов. Одним из первых доказал это экспериментально В. Медлин [13]. Проводя опыты при температурах выше 200° С, он показал, что осадки, состоящие большей частью из доломита, при прочих равных условиях были получены при отношении кальция к магнию, равном 1,4. При изменении этой величины до 2,1 доломит в осадке отсутствовал. Н. Т. Мандрикова, Г. Н. Перозин и В. И. Федюшина [6] получили протодоломит при отношениях кальция к магнию около 1,7, но при температуре 55° С. Для более низких температур (20—25° С) протодоломит синтезирован путем смешения хлоридных растворов (концен-

трация 35 г/л) с насыщенным раствором углекислого калия при одинаковых количествах магния и кальция [1].

Анализ этих данных с позиций физикохимии позволяет сделать вывод о том, что состав карбонатного осадка во многом определяется отношением кальция и магния в исходном растворе, причем соли, богатые магнием, будут синтезироваться при сближении активностей кальция и магния в каждом конкретном случае [8].

Карбонат-ион является не менее важным компонентом в формировании тех или иных карбонатных минералов. Его влияние на тип карбонатного осадка показано в таблице.

Влияние концентрации карбонат-иона в исходном растворе на состав осадка [6]

Исходный раствор			рН	Продолжительность опыта, сутки	Состав осадка
Концентрация, г/л					
Ca ²⁺	Mg ²⁺	CO ₃ ²⁻			
3,0	1,8	7,05	8,9	10	Протодоломит, арагонит
3,0	1,8	3,50	8,9	10	Протодоломит, арагонит, высокомагнезиальный кальцит
3,0	1,8	2,35	8,9	10	Высокомагнезиальный кальцит, арагонит
3,0	1,8	1,75	8,9	10	Низкомагнезиальный кальцит, арагонит
3,0	1,8	0,88	8,9	10	То же

Оценка роли ионов морской воды, не входящих в состав карбонатов а также растворенных газов экспериментально исследовалась недостаточно. Известно, что ион натрия, если его содержание в растворе велико, может понижать количество магнезиальной молекулы в карбонатном осадке при низких температурах. В случае повышения температуры влияние этого иона может быть иное: в его присутствии количество магния в осадке повышается.

Интересны сведения о роли сульфат-иона в этом процессе. Эксперименты О. К. Янатьевой, А. М. Полизовского, А. Д. Кийко и других [11] показали, что его воздействие на карбонатную систему зависит от конкретных термобарических условий. Из газов, влияющих на характер карбоната накопления, заслуживают внимания прежде всего углекислый газ и аммиак. Первый, растворяясь в морской воде, уменьшает рН, что ведет к сокращению количества бикарбонат- и карбонат-ионов. Аммиак, в свою очередь, обладая огромной растворимостью, повышает рН, сдвигая карбонатное равновесие в сторону образования повышенных количеств карбонат- и бикарбонат-ионов.

Опыты с осаждением карбонатов в присутствии углекислого газа и аммиака производились неоднократно. В. Медлин [13] получал доломит при высоких температурах, добавляя в раствор мочевины, которая в ходе опыта разлагалась на углекислый газ и аммиак. К. Тове и П. Малоне [15] проводили эксперименты с современной морской водой, в которую вводили аммиак с углекислым газом или мочевины. Карбонаты, полученные в первом случае, содержали 32% магнезиальной молекулы. Добавка мочевины позволила синтезировать карбонат кальция с 22% магнезиальной молекулы.

Следует также отметить своеобразие биохимической седиментации карбонатов. Как известно, современные водоросли в своих выделениях содержат низкомагнезиальный кальцит, арагонит и высокомагнезиальный кальцит [14]. В строматолитовых и онколитовых образованиях докембрия установлены кальцит, доломит, а также реликты высокомагне-

зиального кальцита. Если считать, что доломит образовался за счет разрушения метастабильного высокомагнезиального кальцита, то в ряде случаев, когда доломит преобладает в органогенных комплексах, баланс вещества по магнию не получается. Отсюда можно допустить, что древние водоросли, возможно, способствовали образованию карбонатного осадка с более высоким содержанием магния (по отношению магния и кальция), чем в доломите. Это дает основание предположить, что при условии поступления в морской раствор соединений кальция и магния в достаточно постоянных объемах расход кальция был несколько выше, что приводило к медленному обогащению морской воды магнием. Эта скорость заметно возросла в конце докембрия, когда появились многочисленные представители морской фауны, использовавшие для построения своей раковины в основном карбонат кальция.

В последние годы получены данные, по которым можно судить о температуре и давлении в различные эпохи докембрия [12]. Согласно этим сведениям, максимальная температура на поверхности Земли в докембрии не превышала 70—85° С, причем наивысшие ее значения отвечают времени 3—4 млрд. лет назад. Достигнув максимума, она постепенно снижалась примерно до 30—40° С в конце докембрия.

Анализ экспериментальных данных свидетельствует о том, что повышение температуры при синтезе карбонатов приводит к двум результатам: совершенствованию кристаллической структуры вещества и увеличению количества магнезиальной молекулы. Это относится как к растворам карбонатно-сульфатного, так и карбонатно-хлоридного составов. При определенных соотношениях основных минералообразующих ионов доломитовые и протодоломитовые осадки синтезируются только при температурах выше 50° С.

Новые данные имеются и по оценке величины давления в приповерхностных условиях. Расчеты, проведенные по объемам карбонатов и органического вещества, дают цифры до 50—60 атм [7]. Иные, вероятно, более реальные величины получены путем расчетов модели атмосферы Венеры и замеров давлений в пузырьках газов включений кремнистых пород [4]. В этих случаях получаются максимальные цифры порядка 15—20 атм на уровне 3—4 млрд. лет назад. Экспериментально показано, что при возрастании давления синтезируются карбонаты с более совершенной кристаллической структурой.

Сопоставляя минерально-фациальные особенности докембрийских карбонатных пород с результатами экспериментального изучения карбонатной системы, можно в общих чертах наметить ту возможную физико-химическую обстановку, которая существовала в разные отрезки времени в докембрии. Наиболее четкие параметры среды седиментации карбонатных минералов вырисовываются для среднего и верхнего протерозоя. Широкое распространение доломитообразования, которое в это время являлось нормальным морским процессом, можно объяснить повышенными (по сравнению с современными) термобарическими условиями, более высокими концентрациями магния и кальция в растворе, сближением их химической активности, высокой карбонатной щелочностью, благоприятными величинами рН (порядка 8—9) и своеобразием биохимической деятельности синезеленых водорослей.

Сокращение доломитообразования в морских водоемах открытого типа и сдвиг этого процесса в зоны прибрежного мелководья, а также центральных частей полуизолированных и изолированных бассейнов в конце докембрия — начале раннего палеозоя связывается с понижением температуры (до 30—40° С) и сокращением количества кальция в растворе, который усиленно стал извлекаться морскими беспозвоночными и т. д.

Менее ясен из-за малого количества фактического материала физико-химический фон карбонатонакопления в раннем докембрии; очевидны высокие температура (50—70° С) и давление (до 15—20 атм). Это

могло способствовать ускорению реакций и синтезу более совершенно окристаллизованных карбонатов. Наиболее вероятно повышенная карбонатная щелочность морской воды, которая определялась более высокими содержаниями углекислого газа как в атмосфере, так и растворенного в воде. Последнее находит свое подтверждение при изучении газового состава во включениях метаморфизованных осадочных кремнистых пород алданского комплекса в Восточной Сибири. В них углекислый газ составляет до 60—65% общего объема всех газовых компонентов включений. Косвенными доказательствами господства углекислого газа в древних атмосферах планет Солнечной системы являются данные по атмосферам Венеры и Марса, где отсутствие органической жизни земного типа сохранило практически все газы, поступающие из недр этих планет.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о значении рН в водах раннекембрийских морей. Он тесно связан с проблемой газового состава древнейшей атмосферы Земли и, в частности, с присутствием аммиака и соответственно наличием его в морском растворе. Существуют два доказательства, указывающие на то, что в ней имелось какое-то количество этого газа. Во-первых, газ обнаружен в значительных количествах (до 35%) в низкотемпературных газово-жидких включениях метаморфизованных осадочных кремнистых пород раннего докембрия. Допуская, что эти породы являлись морскими осадками, которые захватили газы, растворенные в морской воде, можно считать, что аммиак присутствовал в ней, соответственно повышая рН и увеличивая в растворе содержание аммония, бикарбонат- и карбонат-ионов. Во-вторых, косвенное доказательство связано с признаками широкого развития в раннем протерозое процессов щелочного выветривания, на что указывают смектитовые продукты разрушения полевых шпатов в гранитоидах [3].

Повышение рН морской воды за счет растворения аммиака могло создавать неблагоприятные условия как местного, так и глобального характера для синтеза доломита или протодоломита. Возможно, этим следует объяснить сокращение количества данного минерала в карбонатных породах раннего докембрия, сформировавшихся в зонах, удаленных от прибрежных областей.

В заключение необходимо отметить следующее. Расширение наших представлений о физико-химических особенностях образования разных осадочных минералов, использование при этом новейших методов исследования приближает то время, когда так же, как это уже сделано в петрологии магматических и метаморфических пород, в учении об осадочных породах можно будет создавать физико-химические модели для сравнительно узких возрастных интервалов, отдельных седиментационных бассейнов и т. д. Неоценимую помощь в этом деле оказывают экспериментальные и расчетные данные. Их широкое развитие и применение для расшифровки условий образования осадочных пород является одной из первоочередных задач седиментационной науки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белобородова Г. В., Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П. и др. О возможности химического осаждения доломита из морских вод рифейской эры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4, с. 152—155.
2. Давыдов Ю. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 120 с.
3. Додатко А. Д. Коры выветривания Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1976. 42 с.
4. Казанский Ю. П. О физико-химических свойствах сред седиментации докембрийских железистых кварцитов.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 15—22.
5. Конигов А. З., Шалек Е. А. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья.— В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Ленинград; Таллин: ВСЕГЕИ, 1973, с. 118—119.
6. Мандрикова Н. Т., Перозин Г. Н., Федюшина В. И. Экспериментальные работы по синтезу протодоломита.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 79—89.

7. Неручев С. Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 20—45.
8. Павлов А. Л. Некоторые физико-химические особенности образования карбонатных осадков в морских бассейнах.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 90—94.
9. Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 238—369.
10. Ушаков А. И. Опыт изучения ультраструктур карбонатных пород Енисейского края с помощью сканирующего микроскопа.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 138—147.
11. Янатьева О. К., Полизовский А. М., Куйко Л. Д. и др. Физико-химические исследования системы $\text{CaCO}_3\text{—MgSO}_4\text{—H}_2\text{O}$ при различных условиях.— В кн.: Докл. I-го Междунар. геохим. конгр. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973, т. 4, кн. 1. Осадочные процессы, с. 305—313.
12. Earth's hot past Delay to evolution? — Sci. News, 1976, v. 110, N 15, p. 229.
13. Medlin W. L. Preparation of synthetic dolomite.— Amer. Mineral., 1959, v. 44, N 9—10, p. 979—986.
14. Pilkey O. H. Carbonate mineralogy of the Persian Gulf.— Geol. Soc. America. Spec. Paper, 1965, N 82, p. 150—151.
15. Towe K. M., Malone P. G. Precipitation of metastable carbonate phases from seawater.— Nature, 1970, v. 226, N 5245, p. 348—349.

УДК 551.72 : 551.3.053+552.163

КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЕ В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПРОФИЛЯХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

А. С. КОРЯКИН

С течением времени интерес к метаморфизованным корам выветривания в докембрии возрастает. И это естественно, поскольку исследование древнейших кор имеет большое значение для изучения палеобстановки раннего этапа развития Земли. А. В. Сидоренко полагает, что изучение кор выветривания и продуктов их переотложения явится одним из основных методов при стратиграфическом расчленении и корреляции докембрия, так как среди всех геологических образований, по-видимому, именно коры являются наиболее достоверными и надежными показателями континентальных режимов литогенеза. При этом подчеркивается, что исследование древнейших кор следует проводить в комплексе с изучением продуктов их размыва и переотложения, поскольку только тогда можно будет с достаточной уверенностью осуществлять палеотектонические, палеогеографические и палеоклиматические реконструкции.

Большую роль для расшифровки климатической обстановки на территории Карелии в ятулийский период играют карбонатные образования, развитые в верхних частях профилей метаморфизованных кор выветривания на гранитах кристаллического фундамента и сумийско-сариолийских конгломератах. Эти образования представляют собой линзовидные прослои и невыдержанные по мощности горизонты толщиной 0,5—3 м и протяженностью до 20—30 м, имеющие с нижележащей метаморфизованной корой выветривания кварц-серицитового состава и расположенными выше ятулийскими кварцито-песчаниками отчетливо эрозионные (Табл. I, 1, 2, 3) контакты (обнажения Лехта-шари, Чапаншари, Глухая губа на Сегозере, Карельская Масельга). Судя по термограммам, карбонат в них представлен доломитом серого или розоватого цвета неравномернозернистым, обычно мелкокристаллическим. Ближе к границе с метаморфизованной корой выветривания в массе доломита сплошь и рядом наблюдаются неправильной формы реликты кварц-серицитовой породы, своеобразная текстура которой (смятия, скомкования или, наоборот, размазывания) свидетельствует о первично-пластическом характере ее дометаморфического аналога (Табл. II, 1, 2). В отдельных участках в доломите скапливаются зерна кварца, а зерна само-

го доломита частично или полностью замещаются пылевидными образованиями железа, марганца и титана.

В некоторых разрезах (например, на о. Маккон-шари в Сегозере) толща метаморфизованной коры в верхней своей части на удалении 2—3 м от контакта с перекрывающими ятулийскими кварцитами оказывается нашипованной небольшими линзовидными кальцитовыми телами толщиной до 15—20 см и длиной 30—40 см (иногда в раздуве до 0,5 м, длина до 1 м). В кальцитовых линзах, как и в доломитовых горизонтах, наблюдаются обломочные зерна кварца.

В свое время В. А. Соколовым, Е. И. Хейсканеном и нами [6, 13] было высказано предположение о том, что охарактеризованные карбонатные образования в верхах доятулийской метаморфизованной коры выветривания по своей первичной природе сопоставимы с карбонатными корами засушливых областей, называемыми исследователями каличе, хардпан, тепетате, канкар, шох, аккырыш и т. д. В работах М. Бланкенгорна [15], Д. А. Драницына [5], К. Д. Глинки [4], А. И. Перельмана [7, 8], А. В. Сидоренко [10, 11, 12], И. И. Гинзбурга [1, 2, 3], Н. М. Стрехова [14] и многих других отечественных и зарубежных геологов отмечено, что в засушливой климатической обстановке при затрудненном водообмене в зоне коры выветривания и на поверхности почвы вместо выщелачивания происходит, наоборот, высаживание щелочных земель в виде карбонатов, а в некоторых случаях — аккумуляция кремнезема в форме опала и халцедона.

По свидетельству, например И. И. Гинзбурга [1], в условиях сухого климата на небольшой глубине наблюдаются ограниченные по площади участки с карбонатами кальция (особенно там, где исходные породы содержат этот элемент). В полупустынных районах образуются карбонатные, известковые напластования мощностью до нескольких метров, которые окружают впадины, а нередко и выполняют их. Кроме кальцита, в этой обстановке могут выпадать арагонит, доломит, гидромагнезит, магнезит и другие карбонаты. В жарких и сухих бессточных областях образуются окремненные породы в виде пропластков и покровов, чему способствует значительная концентрация кремнезема в водных растворах и щелочная среда, определяющая его большую подвижность. И. И. Гинзбург считает доказанным следующие условия минералообразования при формировании коры выветривания: «Карбонаты связаны с полусухим или сухим климатом, теплым или жарким (степь, полупустыня и пустыни). Сульфаты служат признаком осолонения грунтов в условиях сухого и жаркого климата (полупустыни, пустыни, отчасти степи). Кремнезем в виде опала, халцедона, кварца свойствен отложениям пустыни и полупустыни» [1; с. 337—338].

Формированию известковых кор в пустынях СССР, Египта, Ливии, Алжира, Туниса, Австралии и Мексики посвящены исследования А. В. Сидоренко [10, 11, 12]. Им, в частности, выдвинута теория о существовании двух процессов, приводящих к образованию известковых горизонтов в засушливых областях. В ходе одного процесса карбонат кальция накапливается на некоторой глубине вследствие привноса бикарбоната кальция инфильтрующими водами из расположенных выше почвенных горизонтов и выветривающихся пород. В результате другого процесса бикарбонат кальция привносится грунтовыми водами, циркулирующими по рыхлым породам, и отлагается в зоне капиллярного подъема при внутригрунтовом испарении, являясь, по сути дела, типичным солончаковым образованием. В степных полусушливых и засушливых районах оба процесса могут проходить одновременно. Однако в пустынях и полупустынях карбонатный горизонт образуется в основном вследствие привноса бикарбоната кальция с грунтовыми водами. В условиях степей, где процессы выветривания и почвообразования более развиты, где больше атмосферных осадков и меньше испарение, карбонатные образования накапливаются в результате переотложения бикарбонатов из

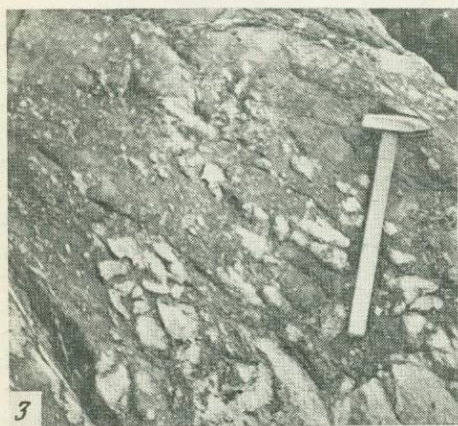
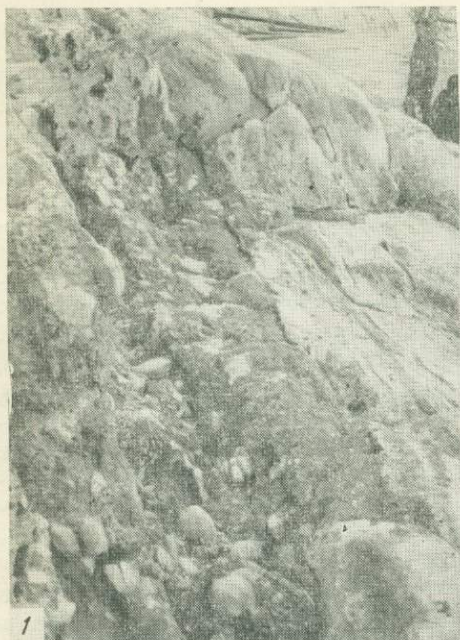


Таблица I. Обнажения Глухая губа (1, 2), Чапан-шари (3), Сегозеро

1 — доломитовый горизонт (темное), выполняющий в нижней своей части роль цемента элювиальной гранитной брекчии, эрозивно контактирует с ятулийскими кварцито-песчаниками (светлое); 2 — элювиальная гранитная брекчия с карбонатным цементом (в темных участках карбонат ожелезнен и омарганцован); 3 — включения метаморфизованной коры выветривания (светлое) в подошве доломитового (темное) слоя — свидетельство эрозивного контакта между породами

почв и зоны выветривания в нижележащих породах. Периодическое выпадение осадков в полупустыне и сухих степях, кроме того, способствует промыванию карбонатного горизонта, выносу из него легкорастворимых солей. При этом наблюдается постепенное уменьшение содержания карбонатов с глубиной [12], большая степень перекристаллизации карбонатов в верхах горизонта, а также более быстрое по сравнению с карбонатом кальция уменьшение содержания карбоната магния (как менее подвижного). Миграцию солей в пустыне А. В. Сидоренко [10] определяет следующей схемой: привнос солей русловыми и подземными водами; концентрация солей в грунтовых и поверхностных водах при испарении; отложение солей в рыхлых породах и почвах, солончаках и мелких водоемах; частичное развевание солей ветром на дневной поверхности.

Если оценивать характер ятулийских карбонатных образований с позиции только что рассмотренных континентальных аридных явлений, то следует заметить следующее. Отчетливо эрозивный контакт ятулийских доломитовых линз и покровов с нижележащей метаморфизованной корой выветривания, их незначительная в целом мощность и быстрое

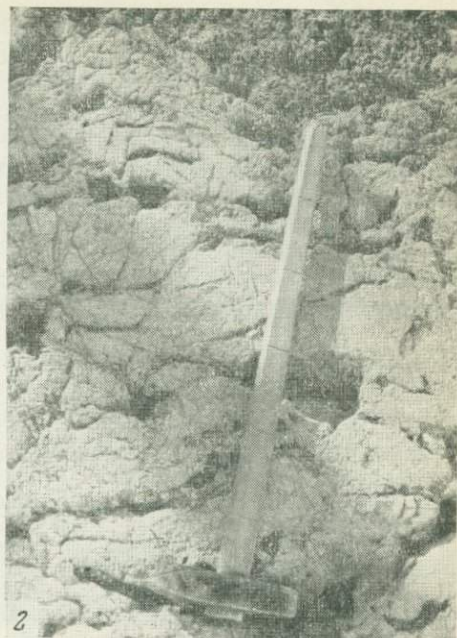


Таблица II. Обнажение Лехта-шари, Сег-озеро.

Текстура пластической деформации у реликтов метаморфизованной коры выветривания (светлое), включенных в доломит (темное)

1 — размазывания; 2 — смятия; 3 — трещины усыхания в кварц-карбонат-слюдистых сланцах

выклинивание во всех направлениях свидетельствуют о возникновении этих образований в бессточных полупустынных впадинах при периодическом увлажнении и высыхании поверхностного слоя. Об этом же говорит доломитовый состав линз и пропластков в случае их локализации между метаморфизованной корой и ятулийскими кварцитами, тогда как расположенные несколько ниже по разрезу (но в верхней части коры выветривания) мелкие карбонатные линзы представлены преимущественно кальцитом.

Высказанное в 1966 г. В. А. Соколовым, К. И. Хейсканеном и нами предположение о наземном происхождении карбонатных образований в основании ятулия нашло позже подтверждение в специальных исследованиях группы А. А. Савельева [9]. Палеофитологический анализ показал, что эти карбонаты содержат то или иное количество (от следов до 3—5%) тонкодисперсного органического вещества и многочисленные микрофитофоссилии, типичные для наземных условий среднего протерозоя.

Анализ приведенных данных дает основание считать, что карбонатные горизонты и линзы, залегающие на размытой поверхности доятулийской метаморфизованной коры выветривания в низах ятулийской кварцито-песчаниковой толщи, являются континентальными образованиями и свидетельствуют об определенной аридности климатической обстановки ятулия в период разрушения доятулийских кор выветривания. Подтверждением периодического ограничения влажности в ятулийское время являются линзовидные пропластки кремней между метаморфизованной корой и кварцито-песчаниками, а также трещины усыхания (глубиной до 50 см и более) в прослоях кварц-карбонат-слюдистых сланцев среди толщи кварцитов (Табл. II, 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2, с. 319—348.
2. Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5, с. 374—379.
3. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 71—103.
4. Глинка К. Д. Почвоведение. М.; Л.: Сельхозгиз, 1932, 5-е изд. 598 с.
5. Драницын Д. А. Поездка в Алжир. Пг., 1915. 87. (Тр. Докучаевского почвенного комитета; Вып. 3,). 87 с.
6. Корякин А. С. Опыт изучения метаморфизованных докембрийских кор континентального выветривания на примере Центральной Карелии.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 1, с. 175—178.
7. Перельман А. И. Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов.— Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 5, с. 1001—1004.
8. Перельман А. И. Геохимия коры выветривания.— Природа, 1957, № 6, с. 9—18.
9. Савельев А. А., Тимофеев Б. В., Колесников Ч. М. Палеофитологическая характеристика каличе среднего протерозоя (ятулия) Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 178—180.
10. Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3—4, с. 516—540.
11. Сидоренко А. В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 1, с. 61—70.
12. Сидоренко А. В. Известковые пустынные коры Европы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 4, с. 812—814.
13. Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 176—185.
14. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1, 212 с.
15. Blanckenhorn M. Neues zur Geologie und Paleontologie Aegyptes I. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft, 1900, N 3. p. 22—47.

УДК 551.71/72+552.53

ПРОБЛЕМЫ ЭВАПОРИТОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

М. А. ЖАРКОВ

Прежде чем анализировать проблемы, связанные с эвапоритовой седиментацией в докембрии, необходимо определить, какое значение вкладывается в настоящее время в понятие «эвапоритовый бассейн». Этот вопрос важен в первую очередь потому, что многие исследователи до сих пор выделяют древние эвапоритовые бассейны только по присутствию соленосных отложений (каменной соли и других легкорастворимых солей), а иногда сульфатных пород (гипсов и ангидритов). Такое узкое понимание не отвечает действительности. Эвапоритовый бассейн — это водоем хемогенной седиментации, в котором осадконакопление проис-

ходит за счет испарения и концентрации либо морских, либо континентальных вод. Подобные бассейны подразделяются на две большие группы: морские и континентальные в зависимости от преобладающего состава испаряющихся вод. Весь комплекс осадков, накапливающихся в таких бассейнах, является эвапоритовым. В своем развитии эвапоритовый бассейн проходит несколько стадий, среди которых можно выделить карбонатную, сульфатную, галитовую, калийную, а затем и стадию эвтонии. Осадконакопление в эвапоритовом бассейне может прекратиться на любой из этих стадий, и поэтому могут существовать карбонатные эвапоритовые бассейны, сульфатные или солеродные бассейны, а также бассейны, в которых эвапоритовая седиментация достигла калийной или даже бишофитовой стадии.

Проблемы эвапоритовой седиментации в докембрии следует рассматривать лишь исходя из принятого понимания эвапоритового бассейна. По нашему мнению, целесообразен анализ только морского эвапоритового осадкообразования, так как вопрос существования в докембрии континентальных эвапоритовых бассейнов, где галогенные толщи накапливались за счет испарения континентальных вод, остается пока неясным.

В связи с таким подходом возникают проблемы, которые предстоит решить в первую очередь.

1. Существовали ли на всем протяжении докембрия седиментационные бассейны, которые можно считать эвапоритовыми? Какие они были в палеогеографическом отношении и какой стадии развития они достигли в ту или иную эпоху докембрия?

2. Существовали ли подходящие палеоклиматические условия на всем протяжении докембрия для эвапоритовой седиментации?

3. Был ли на протяжении всего докембрия состав вод Мирового океана близок к фанерозойскому, и, следовательно, могли ли накапливаться в докембрии сходные по составу эвапоритовые серни?

Попытаемся кратко проанализировать эти проблемы. Прежде всего отметим некоторые тенденции эвапоритовой седиментации в палеозое на протяжении от перми до кембрия и постараемся понять, как они изменялись вглубь геологического времени и можно ли на этой основе наметить какие-либо прогнозы эвапоритонакопления для докембрия.

Исследования, проведенные в последние годы, отчетливо показывают, что палеогеографическое положение эвапоритовых бассейнов в истории палеозоя изменялось вполне закономерно. Если пермские эвапоритовые бассейны и, в первую очередь солеродные, целиком располагались внутри континентов и были типичными внутренними морями, то в девоне и силуре подобные бассейны, хотя и находились внутри континентов, но уже занимали окраинные их участки. Кембрийские же эвапоритовые бассейны, как правило, были окраинными морями [5].

Учитывая эту тенденцию, можно ожидать, что позднекембрийские эвапоритовые бассейны должны были находиться еще ближе к окраинам древних континентов. Их размеры в венде, а может быть и в позднем рифее, могли быть очень значительными.

Вторая тенденция — направленные изменения характера связей эвапоритовых бассейнов с открытым морем в зависимости от их палеогеографического положения. Большинство пермских эвапоритовых бассейнов, располагавшихся в глубине континентов, были связаны с океаном сравнительно узкими и протяженными проливами или промежуточными зонами, где существовали архипелаги островов и разделявшие их проливы. Связь девонских и силурийских бассейнов с открытым морем была гораздо более широкой. Она проходила через бассейны барьерного или архипелагового типа, в которых значительное развитие имели разнообразных карбонатных постройки вплоть до рифогенных. Огромные кембрийские эвапоритовые бассейны, являвшиеся окраинными морями,

отделялись от океана сравнительно узкими, но протяженными системами островов.

Таким образом, выясняется, что в более древние эпохи палеозоя эвапоритовые бассейны были более широко связаны с открытым морем. В них довольно регулярно поступали воды нормальной солености. Нет основания считать, что эта тенденция не проявлялась в докембрии. Можно ожидать, что позднедокембрийские эпиконтинентальные бассейны должны были иметь еще более широкие связи с открытым морем, чем кембрийские. Обстановка для эвапоритовой седиментации в таких бассейнах могла быть поэтому менее благоприятной, а сама галогенная седиментация, наверное, более кратковременной и ограничивалась первыми стадиями галогенеза, как правило, карбонатной и сульфатной.

Следует отметить важную роль органогенных карбонатных построек в образовании барьеров в промежуточных бассейнах, которые отделяли эвапоритовые водоемы от океана в палеозое. Они в существенной мере определяли естественные границы эвапоритовых бассейнов со стороны открытого моря. Их появление в кембрии фиксируется вполне однозначно. Существовали ли подобные карбонатные барьеры в докембрии — еще предстоит выяснить. Сейчас доказано, что в венде и рифее формировались водорослевые биогермы [12], но образовывали ли они достаточно мощные и протяженные зоны в виде барьеров — неясно. Можно предположить, что водорослевые карбонатные постройки позднего докембрия уступали по мощности и размерам палеозойским барьерным карбонатным сооружениям. Следовательно, они в меньшей степени могли ограничивать эвапоритовые водоемы, а последние даже в позднем докембрии должны были иметь более широкие и свободные связи с океаном.

Третья тенденция выражается в направленных изменениях объемных соотношений галогенных пород в палеозойских солеродных бассейнах. Это зависит в первую очередь, от характера питания солеродных бассейнов водами нормальной солености, от баланса солей, которые поступают или выносятся из бассейнов, а следовательно, от характера их связей с океаном [1, 2, 6, 7, 9, 14].

Всем палеозойским солеродным бассейнам присуща одна общая закономерность: в них фиксируется большой недостаток каменной соли относительно наблюдаемого объема гипсов и ангидритов, если сравнивать это соотношение с содержанием солей в современной морской воде [6]. Но особенно значительный недостаток каменной соли по отношению к имеющейся массе гипсов отмечается в раннепалеозойских (кембрийских, ордовикских и силурийских) бассейнах, тогда как в каменноугольных и пермских это выражено не так резко.

Это обстоятельство еще раз подтверждает, что в раннем и среднем палеозое солеродные бассейны имели более широкие и свободные связи с открытым морем, в результате чего происходило не только разбавление концентрированных рассолов, но и создавались условия для их оттока обратно в море. Именно такой механизм мог способствовать накоплению в бассейнах избыточного количества сульфатно-кальциевых пород, а также приводил к тому, что эти бассейны длительное время оставались на стадии сульфатной седиментации.

Таким образом, анализируя условия палеозойской эвапоритовой седиментации, можно с большей или меньшей долей уверенности считать, во-первых, что позднедокембрийские эвапоритовые бассейны были расположены на окраине древних континентов и являлись окраинными эпиконтинентальными морями; во-вторых, они должны были иметь более широкие и свободные связи с океаном; в-третьих, в позднедокембрийских эвапоритовых бассейнах галогенная седиментация была сравнительно кратковременной, и они могли длительное время находиться на сульфатной стадии осадконакопления. Многие же бассейны вообще, по-

видимому, достигали только сульфатной стадии, а условий для осадко-накопления в них не возникало. В-четвертых, для более древних эпох докембрия характерны еще более широкие связи эвапоритовых бассейнов с открытым океаном, поэтому можно ожидать, что большинство их достигало только карбонатной стадии и бассейны сульфатной седиментации будут встречаться все реже.

Рассмотрим с этих позиций в общем виде обстановку эвапоритового накопления в докембрии, поскольку глубоких палеогеографических обобщений пока еще не проведено.

Эвапоритовые серии вендского возраста установлены сейчас в ограниченном числе регионов. Наиболее грандиозный по размерам эвапоритовый бассейн вендского возраста существовал на территории Сибирской платформы. Это был типично эпиконтинентальный водоем, в котором преобладала карбонатная седиментация, но иногда в отдельных участках (например, на севере, в пределах современных границ Анабарского массива) накапливались и сульфатные осадки; они установлены в составе старореченской свиты. Следует отметить, что в Восточной Сибири верхняя граница венда проводится нами по основанию иркутского горизонта, и поэтому все соленосные отложения Иркутского амфитеатра и Ангаро-Ленского прогиба помещаются в кембрий. Целая серия более мелких по размерам эвапоритовых бассейнов намечается в венде по северным и западным окраинам Канадского щита [12]. Эти бассейны располагались на востоке и на северо-западе Гренландии и в бассейне р. Маккензи. Все они были, вероятно, сульфатными. Гипсы здесь установлены в верхах группы Туле и ее аналогах. Возможно, эвапоритовым был карбонатный бассейн Антиатласа на северо-западе Африки, когда формировалась мощная серия Адуду [15]. Вендский эвапоритовый бассейн существовал также вдоль северного склона Аравийского щита, но он был, по-видимому, сульфатным. Есть достаточно оснований предполагать, что эвапоритовым в венде мог быть бассейн Нема на юге Африки в период формирования формации Шварцранд; достигал он только карбонатной стадии [15]. Регулярно превращался в эвапоритовый на протяжении венда бассейн Амадиес в Австралии [4, 5], но из-за широких связей с открытым морем здесь возникали условия только для карбонатной хемогенной седиментации.

Эти примеры показывают, что вендские седиментационные бассейны, которые можно условно отнести к эвапоритовым, действительно представляли собой эпиконтинентальные водоемы, располагавшиеся преимущественно по окраинам континентов и регулярно были широко связаны с открытым морем. Они, несомненно, были карбонатными и в лучшем случае достигали сульфатной стадии седиментации.

В рифее к заведомо эвапоритовым можно отнести три бассейна. Два из них — Маккензи и Коппермайн — находились на северо-западной окраине Канадского щита [4, 15] и достигали сульфатной стадии. Гипсы в них приурочены к отложениям группы Шалер. Третий эвапоритовый бассейн рифейского, вероятно даже среднерифейского, возраста устанавливается во впадине или прогибе Амадиес в Австралии [4, 5]. Возможно, он являлся солеродным, так как именно в этом единственном бассейне докембрия глубокими скважинами вскрыты пласты каменной соли. Рифейский возраст самих солей остается здесь недостаточно обоснованным. Имеющиеся данные позволяют считать его древнее 1170 млн. лет, конечно, при условии, что соляная пачка принадлежит формации Биттер-Спрингс, а не кембрийской соляной толще формации Чендлер.

Карбонатных эвапоритовых бассейнов в рифее существовало, по-видимому, достаточно много. Большое их количество намечается в позднем, среднем и раннем рифее по окраинам Сибирского кратона, на Китайско-Корейской платформе. Существовали, возможно, эвапоритовые

бассейны, достигавшие карбонатной седиментации, также в Австралии и в Африке [12].

Что же касается эвапоритовых бассейнов раннепротерозойского возраста (времени карелия), то для их даже приблизительного обособления данных сейчас нет. То же можно сказать и в отношении бассейнов архея, поскольку отсутствует материал, который позволил бы наметить приблизительные границы каких-либо конкретных седиментационных бассейнов, не говоря уже об эвапоритовых.

Именно поэтому в настоящее время можно в какой-то мере говорить лишь о бассейнах эвапоритовой седиментации рифейского возраста. Их палеогеографическое положение и состав эвапоритовых серий подтверждают те тенденции эвапоритовой седиментации, которые намечались в истории палеозоя. Действительно, большинство из них располагались на окраинах древних континентов и широко связывались с открытыми морями. Среди таких бассейнов преобладали карбонатные, некоторые достигали сульфатной стадии и лишь в одном сомнительном случае в отношении бассейна Амадиес можно говорить как о солеродном.

Очень сложным и далеко не ясным остается вопрос о раннепротерозойских и архейских соленосных отложениях, которые выделяются по наличию высокометаморфизованных толщ скаполитсодержащего состава [8, 11, 13].

Сушественно важной для эвапоритового осадконакопления в докембрии остается проблема выделения палеоклиматических зон, в первую очередь аридных. Климатическая зональность на Земле существовала всегда, но нас интересует в связи с проблемой эвапоритов климатическая зональность на континентах, где только и могли формироваться эвапоритовые бассейны. Как сейчас выясняется, климатическая зональность на континентах зависит не только от общих закономерностей циркуляции атмосферы и направлений морских течений в гидросфере, что также немаловажно для докембрия, особенно раннего, когда объем гидросферы и атмосферы был не такой как современный, но и от размеров самих континентов и пространственного их положения относительно друг друга и экватора. При этом следует подчеркнуть, что размеры континентов в докембрии были намного меньше современных. А это означает, что даже на тех из них, которые располагались в древних аридных зонах, условия для эвапоритовой седиментации были менее благоприятными, чем в фанерозое. Тем не менее палеоклиматические обстановки в докембрии в большой мере способствовали существованию таких эвапоритовых бассейнов. Они находились, видимо, либо на карбонатной, либо на сульфатной стадии развития. Среди более древних эвапоритовых бассейнов должны были преобладать карбонатные.

Еще одна важная проблема связана с составом вод Мирового океана. Если основываться на новейших данных [3, 10], то можно предполагать, что уже свыше 2 млрд. лет назад в океане имелся сульфат, в значительной концентрации содержались натрий и хлор, а в атмосфере было достаточно кислорода. Высказываются предположения о том, что резервуар сульфата на Земле в значительной массе был уже сформирован. Это значит, что начиная приблизительно с 2,5 млрд. лет, т. е. с протерозоя, никаких существенных препятствий с физико-химической точки зрения для накоплений эвапоритовых отложений, вплоть до стадии осаждения каменной соли, не было. Все дело заключается в существовании благоприятных геологических обстановок для эвапоритовой седиментации. А они, как отмечалось, в карелии, были мало благоприятны и улучшились лишь начиная со среднего рифея.

Значительно отличался, по имеющимся предположениям, состав вод Мирового океана в архее главным образом отсутствием растворенного сульфата и увеличенной концентрацией HCO_3 . Сейчас трудно сказать, какого состава получились бы эвапоритовые серии при испарении такой

океанской воды. Но если бы возникали подходящие геологические условия, то, по-видимому, в эвапоритовых бассейнах архея могли бы накапливаться, кроме карбонатов, и соленосные бессульфатные отложения. Может быть такие своеобразные осадочные толщи и дали широко развитые в архее скаполитсодержащие метаморфизованные серии.

Вместе с тем следует иметь в виду, что возможен и иной путь образования подобных метаморфизованных толщ архея и раннего протерозоя без накопления соленосных отложений. Сами морские воды архея такого своеобразного хлоридного состава, захороненные в осадках, могли дать необходимые летучие компоненты для образования скаполита, тем более, что первичный состав метаморфизованных толщ был, как предполагалось, глинисто-мергелистым [13]. Другими словами, совсем не обязательно считать скаполитсодержащие метаморфические образования эвапоритовыми. Неясным остается образование ангидрита в этих толщах, так как морские воды, по-видимому, должны были бы быть бессульфатными. Можно поставить вопрос, не является ли этот ангидрит вторичным, образовавшимся при метаморфизме при реакциях карбоната кальция с пиритом. Все эти вопросы нуждаются в серьезном изучении.

В заключение следует отметить, что проблема эвапоритового осадко-накопления исключительно актуальна. Она затрагивает многие важные аспекты рудообразования в связи с существованием огромных объемов хлоридных и сульфатных маточных рассолов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Валяев Б. М.* Оценка влияния изолированности бассейна на соленаккумуляцию (по результатам расчетов водно-солевого баланса).—Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 83—90.
2. *Валяшко М. Г.* Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
3. *Гаррелс Р. М.* Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 48 с.
4. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
5. *Жарков М. А.* История палеозойского соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
6. *Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А.* К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое.—Изв. вузов. Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 3—18.
7. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 372 с.
8. *Каргатьев В. А.* Ангидрит в диоксидовых породах Центрально-Алданского района.— В кн.: Минеральное сырье. М.: Недра, 1970, вып. 22, с. 22—37.
9. *Копнин В. И.* Исследование условий соленаккумуляции методами моделирования.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 159—170.
10. *Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.—Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
11. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2. 700 с.
12. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
13. *Сердюченко Д. П.* Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1972, с. 31—41.
14. *Фивег М. П.* Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1962. 52 с.
15. *Хоментовский В. В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

СУЛЬФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ: ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МЕТАМОРФИЗМ

О. М. РОЗЕН

Признаки соленосности в докембрии изучены еще недостаточно, особенно среди метаморфических комплексов, хотя имеются указания на образование скаполитсодержащих толщ за счет эвапоритов [13, 24], а в условиях осадконакопления выявляются черты принципиального сходства на всем доступном исследованию отрезке геологической истории [14]. В данной работе рассматриваются возможные условия осадконакопления, химический состав неметаморфизованных сульфатсодержащих, в том числе и соленосных отложений, признаки изначальной соленосности кристаллических пород докембрия и некоторые вероятные следствия метаморфизма подобных отложений.

Как было установлено более ста лет назад, сульфат кальция является одним из первых компонентов, выпадающих в значительных количествах при выпаривании морской воды. Поэтому именно сульфаты служат наиболее чувствительными индикаторами солевого режима бассейна, а их появление свидетельствует об интенсивном испарении. Сейчас установлено, что этот процесс характерен не только для областей низких географических широт с жарким климатом и незначительными осадками, как обычно полагают, но частично и для областей высоких широт — для Арктики и Антарктиды — с резкой разницей температур воды и воздуха, где известно накопление гипса [19]. Определяющим фактором начала этого процесса является низкая влажность воздуха [28].

Для непосредственных сопоставлений с докембрийскими обычно глубокометаморфизованными породами необходимо обратиться к анализу вариаций химического состава сульфатов и связанных с ними пород в неметаморфизованных отложениях фанерозоя.

Ранее было показано, что состав смешанных терригенных с примесью сульфатов и карбонатов пород соленосных бассейнов наиболее близок к плагиоклазовым кристаллическим сланцам докембрия, являющимся неотъемлемым членом карбонатно-силикатных кристаллических комплексов или известково-силикатных метаморфических провинций [7].

Средний состав терригенных пород соленосных отложений Ферганы, вычисленный по представительным анализам, приведенным Н. И. Гридневым [5] для четырех глин с гипсом и карбонатами и трех алевролитов¹, соответствует ассоциации плагиоклаза (около 60 вес.%) и диопсида с примесью ортоклаза и кварца ($Pl_{An}=0,77$; $f_{Di}=0,24$; CI_{PW}). Эта ассоциация полностью отвечает составу плагиоклазовых кристаллических сланцев и некоторых разновидностей анортозитов докембрия.

Объемные соотношения пород показывают, что терригенные породы этого химического состава слагают подавляющую часть рассматриваемых соленосных (гипсоносных) отложений. Из общей мощности их (около 4000 м) глины составляют в разных свитах (в %) 40—70, алевролиты 20—40, песчаники около 10 (местами до 40), известняки до 4, гипсы около 5 (до 10), каменная соль около 0,2 (до 6); для минерального состава терригенной фракции характерно присутствие выветрелых обломков пород и минералов, составляющих обычно половину объема фракции (0—98% объема), и полевых шпатов около 30 (0—98), кварца 20 (1—57), кроме того, присутствуют также слюды и хлориты около 1%, по данным Н. И. Гриднева [5].

¹ $SiO_2=43,26$ вес.%; $TiO_2=0,38$, $Al_2O_3=14,51$; $MnO=0,09$; $MgO=3,21$, $CaO=12,47$; $Na_2O=1,98$; $K_2O=0,42$; $SO_3=7,71$; $CO_2=6,51$; $Cl=0,75$; $H_2O=3,10$ вес.%;
п. п. п.=3,74; сумма 100,51 вес.%

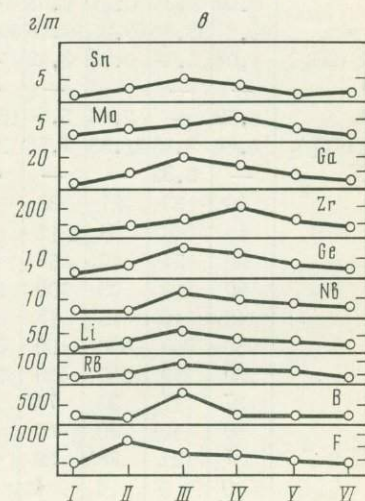
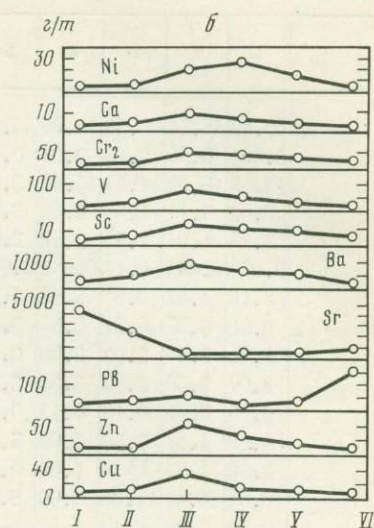
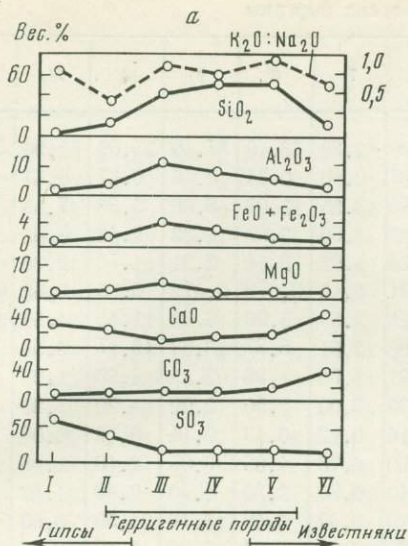


Рис. 1. Вариационная диаграмма содержаний химических элементов в гипсоносных отложениях неогена Ферганы в зависимости от типа пород

а — распределение петрогенных элементов (в вес.%; средние по данным табл. 1) дополнено четырьмя анализами глин ([5], обр. 24, 39, 55, 116) и тремя анализами алевролитов ([5], обр. 120, 343, 403); б — в — распределение малых элементов (в г/т).

I — гипс и ангидрит (среднее по 2 анализам); II — глинистый гипс (по 4 ан.); III — глина (по 10 ан.); IV — алевролит (по 4 ан.); V — песчаник (по 3 ан.); VI — известняк (по 2 ан.)

С целью установления закономерностей геохимических вариаций в составе этих пород было предпринято специальное их исследование. Результаты приведены в таблице и на рис. 1.

Расчет минерального состава по количеству анионов (см. таблицу) показывает, что состав всех изученных образцов является полимиктовым. Обычно содержится несколько ведущих компонентов. Преобладают терригенные породы с существенной примесью гипса или кальцита, что определяет отчетливый избыток кальция во всех породах изученной серии. Это является диагностическим признаком предполагаемых метаморфических производных — докембрийских плагииосланцев.

Вариации содержаний окислов петрогенных элементов в усредненной форме показаны на рис. 1, а. Кремний образует максимальные концентрации в алевролитах и песчаниках, что связано с преобладающей долей кварца среди алевро-псаммитовых обломков. Напротив, алюминий вместе с магнием и железом образует максимум в глинах, что обусловлено, возможно, формированием аутигенных железо-магнезиальных алюмосиликатов или появлением тонкодисперсных продуктов выветривания основных пород. Следует подчеркнуть также преобладание окиси натрия над окисью калия, что также характерно для метаморфических пород существенно плагноклазового состава. Судя по вычисленным со-

Химический состав гипсоносных отложений неогена Ферганы

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,40	48,46	46,50	44,90	44,50	43,90	43,30	43,10	37,10	24,66	55,90	52,40
TiO ₂	0,691	0,79	0,63	0,68	0,69	0,67	0,68	0,64	0,46	0,37	0,47	0,53
Al ₂ O ₃	13,59	15,02	11,29	14,48	13,93	12,84	13,35	13,05	8,66	5,36	7,63	9,18
Fe ₂ O ₃	3,02	4,11	1,81	3,46	3,34	3,25	3,80	3,02	1,22	1,42	0,82	1,39
FeO	2,37	1,94	2,55	2,19	2,03	2,24	1,62	2,14	2,21	1,76	2,30	2,19
MnO	0,076	0,064	0,11	0,082	0,072	0,091	0,10	0,078	0,079	0,16	0,62	0,082
MgO	3,16	4,42	6,81	5,13	4,34	4,26	3,55	5,06	6,32	11,45	4,50	4,26
CaO	6,02	4,27	8,21	6,57	9,86	9,83	12,61	8,87	13,69	19,17	8,54	8,32
Na ₂ O	3,31	2,56	2,93	3,50	2,56	2,31	1,93	1,93	2,55	4,56	1,93	2,33
K ₂ O	3,00	3,50	2,60	3,33	2,17	3,33	3,00	2,50	2,00	1,20	1,80	2,10
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,18	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,12	0,08	0,14
H ₂ O ⁺	5,19	4,61	3,50	4,90	5,26	4,60	4,70	4,66	3,05	2,10	1,98	2,30
H ₂ O ⁻	0,56	1,54	Н. о.	1,60	0,64	1,40	0,80	2,36	1,70	0,40	1,42	1,20
CO ₂	6,04	4,41	11,36	6,00	8,27	8,10	9,47	6,48	14,78	24,50	8,60	8,76
SO ₃	0,50	2,49	0,40	1,59	—	1,80	0,25	5,06	5,06	2,19	3,86	3,13
C _{орг}	0,60	0,35	0,37	0,63	0,31	0,44	<0,1	0,24	0,34	1,0	<0,1	0,21
Сумма	98,67	98,66	99,25	99,16	99,09	99,20	99,29	99,31	99,35	100,42	99,89	98,52
CaSO ₄ ·2H ₂ O	1,08	5,35	0,86	3,42	—	3,87	0,54	10,88	10,88	4,69	8,30	6,73
CaSO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaCO ₃	6,52	—	2,46	5,86	16,40	13,69	—	4,28	2,62	7,26	1,28	1,96
CaMg(CO ₃) ₂	6,66	8,35	21,53	7,16	2,20	4,14	21,53	9,63	28,53	44,62	16,83	16,55
MgCO ₃	—	0,82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	40	33	27	33	30	27	28	27	17	8	17	25
Co	11	8	8	12	13	13	10	9	6	4	5,0	6
Cr	50	54	42	58	55	50	45	46	20	18	30	44
V	80	10	63	100	100	90	70	80	64	22	50	56
Sc	12	16	15	15	15	14	14	11	13	11	13	11
Ba	950	950	880	1100	820	100	920	750	1000	620	880	880
Sr	200	210	280	430	210	320	510	520	820	580	420	550
Pb	37	17	33	74	40	56	33	37	50	24	23	18
Zn	60	40	30	60	70	170	50	40	50	30	50	30
Cu	37	27	28	36	30	30	25	30	28	7	14	17
Sn	5	5	4	4	4	4	4	4	4	3	30	5
Mo	5	5	3	6	3	4	3	4	4	3	8	3
Ga	22	26	19	23	24	21	20	22	17	18	14	17
Zr	120	120	140	140	130	120	120	130	120	130	190	160
Ge	1,7	1,4	1,3	1,6	1,3	1,4	1,3	1,4	1,0	0,80	1,1	1,1
Nb	14	13	14	13	13	12	12	11	9	8	9	10
Li	44	45	32	54	37	45	47	47	32	21	25	23
Rb	120	100	90	120	110	100	100	100	70	20	50	60
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B	64	100	54	120	84	73	56	60	47	38	39	55
F	1000	1000	960	1100	1100	960	1000	1300	7600	700	660	700

Примечание. Содержания окислов петрогенных элементов приведены в вес.%; определения З. И. Белоусовой, *г/г*; определения германия — химическим методом, ниобия — спектральным методом с предварительной хими-геолого-химической экспедиции ИМГРЭ под руководством Н. Н. Павловой, остальных элементов — количественным спектральным методом там же, под руководством А. А. Гусельникова.

1 — карбонатная глина, обр. 6Ф1-11; 2 — заглифованная карбонатная глина, обр. 16 (индекс образца 6Ф1 заглифованная глина, обр. 24; 6 — карбонатная глина, обр. 17; 7 — то же, обр. 22; 8 — заглифованная карбонатная глина, обр. 24; 6 — карбонатная глина, обр. 17; 7 — то же, обр. 22; 8 — заглифованная карбонатная глина, обр. 17; 9 — то же, обр. 22; 10 — то же, обр. 22; 11 — обр. 7, 12 — обр. 14, 13 — обр. 5, 14 — обр. 15; 15—16 — карбонатный гипс с примесью гипса, обр. 2; 19 — известняк, обр. 4; 20 — существенно ангидритовая порода, обр. 12; 21 — ан-23 — обр. 9, 24 — обр. 19, 25 — обр. 21. Образцы от 6Ф1-1 до 6Ф1-4 характеризуют низы «бурой» свиты; в ущелье у горы Ак-Бель, в 35 км к северо-востоку от Ленинграда.

* Определено содержание S_{общ}.

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	52,30	44,50	53,98	49,20	37,30	16,70	2,70	1,80	1,60	19,50	18,20	15,28	13,26
TiO ₂	0,450	0,39	0,27	0,34	0,27	0,23	0,045	0,025	0,035	0,30	0,25	0,22	0,20
Al ₂ O ₃	7,85	5,68	7,20	5,98	4,93	3,34	0,64	0,28	0,56	5,93	4,34	3,34	3,42
Fe ₂ O ₃	1,50	0,45	0,83	0,21	0,58	0,41	<0,2	<0,2	0,20	1,74	0,92	0,76	0,98
FeO	1,96	1,27	1,44	1,17	0,99	0,83	0,36	0,16	0,14	1,26	0,90	0,70	0,74
MnO	0,054	0,028	0,031	0,049	0,040	0,087	0,15	Н. о.	Н. о.	0,054	0,025	0,020	0,042
MgO	2,37	1,68	0,73	1,04	1,38	1,22	0,73	0,60	0,38	2,92	2,37	1,68	2,37
CaO	11,50	14,23	12,59	15,08	28,26	38,45	51,00	38,33	34,61	21,68	24,10	25,73	25,18
Na ₂ O	1,93	1,43	1,43	1,75	1,43	0,93	0,58	0,23	0,20	2,13	1,93	0,93	1,23
K ₂ O	2,00	1,60	1,60	1,67	1,20	0,79	0,19	0,16	0,18	1,30	1,00	0,64	0,79
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,08	0,09	0,06	0,05	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,06	0,06	0,05	0,06
H ₂ O ⁺	2,80	3,04	2,82	2,05	1,93	1,96	1,20	1,44	10,21	2,81	2,54	3,06	13,70
H ₂ O ⁻	2,40	6,36	3,30	3,70	0,32	0,64	0,30	0,16	0,54	8,94	8,96	10,94	0,70
CO ₂	6,32	2,60	4,98	7,00	21,45	30,72	40,90	1,98	0,64	6,74	4,76	20,70	5,68
SO ₃	5,66	16,23	9,11	9,81	0,14*	2,19	0,78	55,39	51,62	23,24	29,76	33,30	31,04
C _{орг}	0,11	<0,1	<0,1	<0,1	0,18	0,10	0,12	Не обн.	Не обн.	0,23	0,39	<0,1	<0,1
Сумма	99,31	99,57	100,39	99,13	100,46	98,73	99,69	99,85	100,91	98,83	100,50	99,35	99,39
CaSO ₄ ·2H ₂ O	12,17	27,59	19,56	21,09	—	4,71	1,67	6,88	51,12	46,16	47,63	61,25	63,36
CaSO ₄	—	—	—	—	—	—	—	87,63	43,60	3,02	12,94	8,17	2,69
CaCO ₃	12,55	4,71	10,92	13,42	48,78	63,06	89,21	—	—	3,96	—	2,56	0,29
CaMg(CO ₃) ₂	1,68	1,05	0,38	2,30	—	5,58	3,34	—	—	10,47	9,97	3,29	10,84
MgCO ₃	—	—	—	—	—	0,82**	0,16**	—	—	—	—	—	1,00**
Ni	28	15	18	18	6	5	<5	<5	<5	<5	5	5	<5
Co	5	4	3	4	3	3	<3	<3	<3	4	<3	3	<3
Cr	45	33	30	23	20	16	<5	<5	<5	17	10	10	8
V	56	30	45	33	30	15	<3	<3	<3	17	9	80	8
Sc	14	10	6	8	10	10	<2	<2	<2	5	6	8	10
Ba	550	720	420	700	900	540	1000	170	130	500	510	450	470
Sr	500	840	700	460	600	1100	1000	5500	3100	1600	4600	1700	1700
Pb	40	10	16	40	20	230	90	<4	9	37	20	11	25
Zn	50	<30	<30	30	<30	<30	<30	<30	30	<30	<30	<30	<30
Cu	9	11	8	9	5	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5	5
Sn	3	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	3	<3	<3
Mo	4	2	3	2	1	<1	<1	<1	4	3	5	<1	2
Ga	15	10	11	8	10	10	<1	<1	<1	12	8	6	9
Zr	150	170	80	190	80	70	90	60	60	80	70	80	90
Ge	1,1	0,9	0,9	0,76	0,42	0,54	0,09	0,05	0,05	0,070	0,40	0,20	0,38
Nb	10	6	4	7	6	7	<1	<1	<1	4	4	4	1
Li	26	17	16	12	8	11	2,9	6,6	5,7	29	16	15	20
Rb	60	50	40	40	40	30	10	—	10	50	20	20	30
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B	38	25	23	23	24	23	9	380	<6	19	65	9	13
F	920	1000	820	800	700	700	300	780	1200	1330	1500	1300	880

А. А. Чебурахиной, А. И. Коломникова в Лаборатории ВИМСа. Содержания малых элементов приведены в ческой подготовке, редких щелочных металлов — методом фотометрии пламени — проведены в Бронницкой чественным спектральным методом там же, под руководством А. А. Гусельникова.

здесь и далее опущены); 3 — глина карбонатная, алевролитовая, обр. 13; 4 — карбонатная глина, обр. 23; 5 — натная глина, обр. 18; 9 — то же, обр. 8; 10 — то же, переходная к мергелю, обр. 25; 11—14 — заглифован-носный песчаник: 15 обр. 6, 16 — обр. 3, 17 — известковый песчаник, обр. 1; 18 — песчаный известняк гидрит-гипсовая порода, обр. 10; 22 — глинистая карбонатно-гипсовая порода, обр. 20; 23—25 — глинистый гипс: 6Ф1-5 и 6Ф1-16 — верхи «гипсоносной» свиты; от 6Ф1-17 до 6Ф1-25 — среднюю часть разреза той же свиты

** Рассчитано содержание сидерита (FeCO₃).

ставам глин и алевролитов¹, они могут быть представлены в гранулитовой фации умеренных давлений бескварцевыми породами, содержащими соответственно (в вес. %): плагиоклаз 48,11 ($An=0,60$) и 40,45 ($An=0,62$), диопсид 26,27 ($f=33$, в том числе оливин 13,68) и 35,97 ($f=0,41$), калиевый полевой шпат 14,55 и 11,65; избыток кальция (гипс+кальцит) 11,70 и 5,90 (CIPW). Если избыток кальция представить как сульфатскаполит (учитывая избыток сульфат-иона в исходных породах), соответствующий характерному для метаморфических пород миццониту [30] $1 \cdot NaAlSi_3O_8 \cdot 2CaAl_2Si_2O_8 \cdot 1CaSO_4$, то для указанного среднего состава глин, вероятнее, содержание скаполита составит 26,54 вес. % (при 7,44 кальцита), а для алевролитов — 33,49 (без учета возможного присутствия кальцита).

Среди изученных малых элементов (см. рис. 1, б, в) с определяющим петрогенным элементом — кальцием — непосредственно связан стронций, образующий резко повышенные концентрации в гипсах, и свинец, аномально накапливающийся в известняках, что, вероятно, отражает региональную специфику данного бассейна. Остальные приурочены главным образом к терригенным компонентам.

Намечается определенная дифференциация в распределении элементов между глинами и песчаниками. Можно предполагать, что в рассеянном состоянии вместе с глинистым материалом в бассейн поступали барий, хром, кобальт, ванадий (частично никель), скандий, цинк, медь (и частично — свинец), олово, галлий, германий, ниобий, редкие щелочные металлы (литий и рубидий), а также бор. Эти элементы образуют максимальные концентрации в глинах. В алевролиты и песчаники вместе с более крупными обломками поступала большая часть циркония, а также никеля и молибдена, входивших, возможно, в состав пироксенов и других обломочных минералов, возникавших при размыве основных и средних кристаллических пород. Фтор, также приуроченный большей частью к существенно терригенным породам, образует резко повышенные концентрации в глинистых гипсах, что, по-видимому, обусловлено выпадением его в осадок на начальной стадии эвапоритизации [9].

Распределение малых элементов по типам пород хорошо согласуется с закономерностями, известными для осолоняющихся бассейнов [15]. Абсолютные величины содержаний удовлетворительно соответствуют известным данным для терригенных отложений соленосных областей [1], в частности, по стронцию они соответствуют величинам, известным для сходных отложений Юго-Западной Ферганы [2], но оказываются существенно заниженными по сравнению со средними величинами для глинистых и особенно пелагических осадков [31, 29]. Последнее можно объяснить спецификой исходного субстрата, служившего источником терригенных компонентов.

Содержание бора в глинах (0,026 вес. %) в теоретическом иллите по предложенной ранее формуле [33] свидетельствует о накоплении рассмотренных отложений в бассейне с повышенной соленостью, а по уточненным данным [3] близкие величины (0,029 вес. %) отвечают морской седиментации в аридных условиях.

Среди докембрийских отложений ранее удалось выделить аридные серии осадков, включая потенциальные эвапориты, на основе вычисления вероятного минерального состава исходных осадочных пород для известковых метаморфических серий с последующим построением естественных рядов первичных осадочных отложений и их теоретической интерпретации [11]. В таких комплексах, как Гренвилл в Канаде (амфиболитовая фация), Усима в Финляндии (гранулитовая фация), оказались характерными именно те общие признаки, которые в целом

¹ Среднее для 14 анализов глин и 7 анализов алевролитов соответственно (в вес. %): $SiO_2=41,11$ и $49,27$; $Al_2O_3=13,04$ и $9,72$; $FeO=0,9$ и $Fe_2O_3=4,53$ и $3,42$; $MgO=5,08$ и $2,76$; $CaO=10,67$ и $12,86$; $Na_2O=2,64$ и $1,94$; $K_2O=2,12$ и $1,36$; $CO_2=8,80$ и $6,73$; $SO_3=4,62$ и $5,14$; $Cl=1,06$ и $0,50$.

позволяют ориентировочно отделить аридные отложения от гумидных: это, во-первых, значительная доля доломитов и, во-вторых, широкое распространение смешанных, невысокой степени дифференциации пород переходных от терригенных к карбонатным. Кроме того, оказалось, что ряд отдельных характерных особенностей, присущих аридным и в том числе соленосным отложениям фанерозоя [15], также улавливается в докембрийских метаморфитах. Это — накопление преимущественно полимиктовых обломочных пород, повсеместное обогащение терригенных пород магнезиальными силикатами, как и карбонатами (в частности, кальцитом 5—20%), сульфатами, флюоритом и галоидами. Прямыми признаками являются уникальные проявления ангидрита и глиптоморфозы по кристаллам галита в серии Гренвилл.

Полученные новые данные позволяют непосредственно сопоставить содержания петрогенных и малых элементов и их вариации в неметаморфизованных и метаморфических породах рассматриваемых ассоциаций. Для сопоставлений использованы данные по трем существенно известковым сериям, распространенным в хорошо изученных метаморфических провинциях докембрия (рис. 2).

Породы серии Гренвилл в одноименной провинции Канады, частично охарактеризованные выше, обычно содержат хлор (до 1,3 вес.%) и серу (до 0,5 вес.%). Они сложены плагиоклазом, скаполитом (до 43%), пироксенем, роговой обманкой, карбонатами и другими минералами, присутствующими в незначительных количествах [26].

Серия Льюизиан в Шотландии содержит отдельные прослои известково-силикатных пород и метааркозов (гранулитов), определяющих в целом стратифицированный характер серии [18], а также существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев (метаанортозитов). Они залегают среди пород среднего и основного состава, предположительно вулканитов [20], и метаморфизованы в гранулитовой фации 2,6 млрд. лет назад.

Серия Высокогорья на Шри-Ланка характеризуется переслаиванием гранат-силлиманитовых гранулитов и кондалитов с графитом с двупироксеновыми основными, средними и кислыми кристаллическими сланцами (относимыми к чарнокитам в широком смысле слова). Среди них залегают многочисленные прослои кварцитов, кристаллических известняков, известковых гнейсов [25]. Породы были метаморфизованы в гранулитовой фации предположительно 2,0—3,0 млрд. лет назад и диафторированы в амфиболитовой фации около 1,2 млрд. лет назад [27]. Для рассматриваемых в данной работе типов пород (см. рис. 2) характерно постоянное присутствие сульфат-иона (до 0,70 вес.%), а их минеральный состав определяется ассоциацией плагиоклаза (38—55 объемн.%, $An = 0,4—0,6$) с орто- и клинопироксенем при небольшом количестве калиевого полевого шпата и кварца.

Сопоставление содержаний окислов петрогенных элементов (см. рис. 2, а) показывает, что по трем определяющим элементам — кальцию, кремнию и алюминию, а также по магнезию и калию — метаморфические породы перечисленных известковых метаморфических серий и неметаморфизованные гипсоносные отложения не отличаются как по средним содержаниям, так и по тенденциям вариаций. В серии Гренвилл повышенные содержания магнезия связаны с более широким развитием доломитов, а натрия — с вероятным присутствием галита в исходных отложениях.

Распределение малых элементов обнаруживает значительно больший разброс, однако общая закономерность — приуроченность большей их части к терригенным (окиси кальция меньше 20 вес.%) породам — отчетливо проявляется как в осадочных отложениях, так и в метаморфических сериях.

Содержание стронция в известково-силикатных породах рассматриваемого спектра одинаково, а для карбонатных пород (окиси кальция

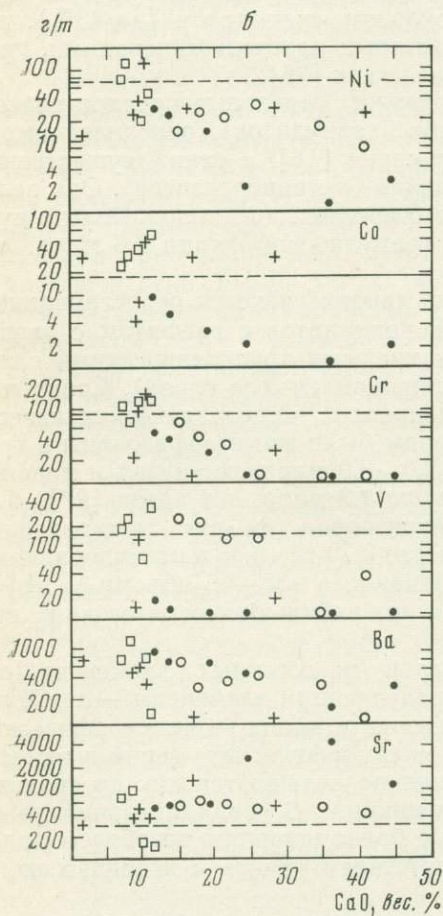
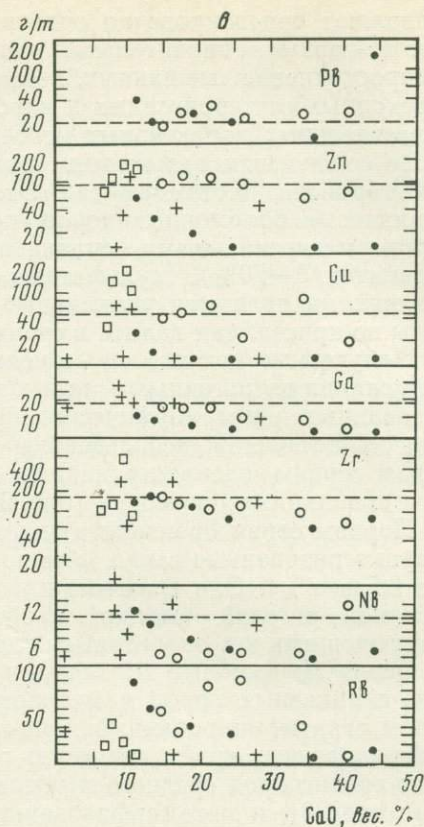
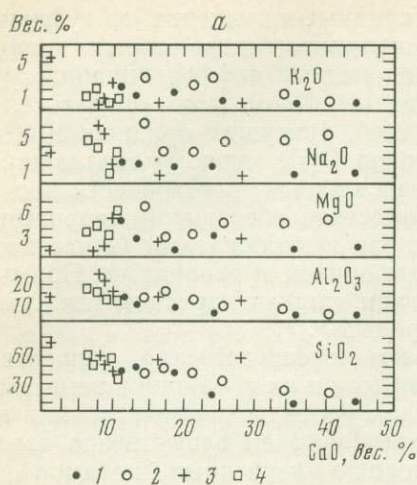


Рис. 2. Вариационная диаграмма содержаний химических элементов в зависимости от содержания окиси кальция для гипсоносных отложений и кристаллических сланцев известковых метаморфических серий докембрия

a — распределение петрогенных элементов (в вес. %); *б* — *в* — распределение малых элементов (в г/т):

1 — гипсоносные отложения неогена Ферганы, средние данные по типам пород (см рис. 1); 2 — серия Грэнвилл, Канада, на раамфиболит, обр. С-6, пироксен-скаполитовый гнейс, обр. G-16, G-11, карбонатно-силикатный гнейс, обр. Д-8, мрамор, обр. Д-1, Д-20; 3 — серия Льюизиан, Шотландия метааркоз (гранулит), обр. 1028, плагиоклаз-пироксеновый гранулит, обр. 10277, метаанортозит, обр. 10708, 10707, известково-силикатная порода, обр. 10282, 101281 [20]; 4 — серия Высокогорья, Шри-Ланка, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (чарнокиты) основного состава, обр. 6, 7, кристаллические сланцы промежуточного состава, обр. 4, 5 [25]; пунктиром обозначен уровень содержаний в среднем составе глинистых отложений [38]

больше 20 вес. %) характерно обогащение этим элементом гипсоносных отложений Ферганы, что может быть связано с региональными особенностями бассейна. Величины содержаний, а также тенденции вариаций таких элементов, как барий, хром, свинец, галлий, цирконий, ниобий и рублидий, в целом близки или практически совпадают.

Заметно выше в метаморфитах содержание никеля, кобальта, ванадия, а также цинка и меди. Однако общая тенденция к понижению содержаний с ростом карбонатности сохраняется, причем содержания большинства этих элементов в терригенных породах или одинаковы, или существенно сближены, и лишь для кобальта, ванадия и меди расхождения можно признать значительными. Необходимо подчеркнуть, что для разных метаморфических серий эти расхождения весьма различны. Размах содержаний кобальта в терригенной части серии Льюизиан включает средние величины по гипсоносным глинам, содержание ванадия и меди в этом случае также не различается. Пониженные по сравнению с метаморфитами серий Гренвилл и Высокогорья содержания кобальта, ванадия и меди в гипсоносных глинах Ферганы следует, вероятно, связывать с региональными особенностями осадконакопления. Действительно, средние величины для глинистых осадков (пунктир на рис. 2) оказываются значительно выше, а в пелагических осадках — почти на порядок выше (среднее содержание: никель 240 г/т, кобальт 90—130, медь 320—430 г/т) [29], чем в терригенных породах района Ферганы. Таким образом, можно сделать вывод, что по геохимическим особенностям известковые метаморфические серии в целом соответствуют гипсоносным отложениям эвапоритовых толщ, но для отдельных элементов и провинций отмечаются значительные региональные различия.

Как широко были распространены сульфатолиты в докембрии? Прямые признаки солёности в докембрийских отложениях доказаны для рифейских отложений Сибири, Австралии (1,2 млрд. лет), Индии [8, 10, 8, 34] и для более древних (1,9—2,4 млрд. лет) — в Канаде [17]. В отложениях более древних, чем 3,2 млрд. лет, морские сульфаты обнаружены в Сибири [4] и Южной Африке [23]. Сравнительно небольшое число находок эвапоритов в докембрии, по-видимому, обусловлено рядом причин. В первую очередь, это процессы растворения солёных толщ на фронте морских трансгрессий или на древних континентальных поверхностях, где формируются карст и экзотические осадки [22, 16]. Складчатость, повышение температуры и усиление циркуляции пластовых вод способствуют интенсификации процесса соляного диапиризма, приводящего к необратимому исчезновению солёных отложений из древних разрезов.

Несомненной спецификой сульфатолитов при метаморфизме является то, что они не имеют достаточно устойчивых сквозных минеральных форм на всем интервале $P-T$ условий земной коры [12]. Исключением является скаполит, который формируется при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации и фиксирует поэтому лишь определенную стадию эволюции автохтонного флюида во время образования кальций-алюмосиликатов при реакциях десульфатизации. Возможно, при невысоком исходном содержании сульфат-ион успевает удалиться с флюидом полностью еще до наступления условий, благоприятных для формирования скаполита, и тогда не остается прямых доказательств присутствия сульфатолитов в исходных отложениях.

Целесообразно специально рассмотреть происхождение тех анортозитов, которые во всех регионах приурочены к метаморфическим сериям рассмотренного выше типа и названным здесь известковыми.

Очевидность ассоциации седиментогенных толщ и массивных анортозитов, лишенных признаков секущих горячих контактов, позволила Х. Винклеру и Х. Фон Платену высказать на основании экспериментов гипотезу об образовании таких анортозитов в виде остатка (рестита)

после удаления эвтектоидного (аляскитового) гранитного расплава при селективном плавлении карбонатных глин, содержавших в опытах до 16 вес. % кальцита [35]. Сходные предположения были высказаны недавно применительно к грауваккам на основании петрохимических расчетов [32]. Однако реализация этой модели (расплав-рестит) предполагает, что одновременно формируются крупные гранитные тела, объем которых в несколько раз превышает объем анортозитов, чего на местности не наблюдается. Экспериментальные исследования P — T параметров показывают, что для такой дифференциации вещества необходимо погружение в глубокие горизонты земной коры и, возможно, формирование в значительных объемах гранодиоритовой магмы [6].

Более реальной представляется связь магматических («выплавленных») анортозитов с изначально эвапоритовыми толщами [21]. Действительно, как видно из изложенного, при метаморфизме смешанных сульфатоносных и карбонатно-терригенных толщ вещество анортозита находится непосредственно на месте, поэтому значительных перемещений вещества в этом случае практически не требуется и формирование специфического параанортозита оказывается весьма вероятным [7]. Детальное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данной работы и заслуживает дальнейших исследований.

В заключение необходимо отметить, что регионально распространенные на огромных территориях щитов существенно плагиоклазовые нередко скаполитсодержащие кристаллические сланцы не имеют вероятной исходной породы ни в виде «обычных» осадков, ни в форме вулканитов, хотя их участие в строении стратифицированных вулканогенно-осадочных толщ несомненно. Если справедлива предложенная модель их образования за счет сульфатоносных отложений (а в свете изложенных данных сомневаться в этом нет оснований), тогда следует признать, что сульфатсодержащие, а в более широком плане — соленосные отложения докембрия по своей распространенности были сопоставимы с фанерозойскими.

По-видимому, наиболее просто предположить, что осадконакопление этого типа локализовалось в регионах с аридными параметрами осадконакопления. Однако это условие, как сейчас установлено, не является обязательным. Определение параметров литогенеза подлежит самостоятельному исследованию в каждой конкретной известковой метаморфической провинции, возникающей на месте древнего бассейна осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
2. Бурков В. В., Подпорина Е. К., Родионов Д. А. О распространении стронция в осадочных породах юго-западной Ферганы.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 87—101.
3. Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П. Особенности геохимии бора в глинистых минералах.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1, с. 151—156.
4. Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 53—64.
5. Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс северо-западной Ферганы.— Зап. Узб. Отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, вып. 9, с. 33—60.
6. Грин Г. Х. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 250—283.
7. Докембрий и проблемы формирования земной коры/Под ред. акад. А. В. Сидоренко. М.: Наука, 1978. 310 с.
8. Жарков М. А. Проблема эвапоритового осадконакопления в докембрии.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 172—173.
9. Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система).— Тр. ИГН СССР, 1950, вып. 114, геол. сер., № 40, с. 22—64.

10. *Работнов В. Т.* Эвапоритовые образования докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: ВИНТИ, 1973, с. 71—72.
11. *Розен О. М.* Древнейшие терригенные породы Земли: расчет исходного минерального состава и типизация условия литогенеза.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 76—91.
12. *Розен О. М., Сидоренко С. А., Кузнецова Н. Н.* Скаполит и апатит как показатели состава летучих компонентов при метаморфизме гранулитового комплекса Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2, с. 441—444.
13. *Сердюченко Д. П.* Докембрийские карбонатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих, серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 85—92.
14. *Сидоренко А. В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
15. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2. 574 с.
16. *Bachman G. O.* Genozoic deposits of Sotheastern New Mexico and an outline of the history of dissolution.— J. Research U. S. Geol. Survey, 1976, v. 4, N 2, p. 135—149.
17. *Badham J. P. N., Stanworth C. W.* Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake.— Nature, 1977, v. 286, p. 516—518.
18. *Barooah B. C.* Significance of calcs—silicate rocks and metaalkose in the Levisien complex south-east of Scourie.— Scott. J. geol., 1976, v. 6, N 2, p. 221—225.
19. *Blatt H., Middleton G., Murray R.* Origin of sedimentary rocks.— New Jarsoy, Prentice Hall, 1974, p. 621.
20. *Bowes D. R., Barooah B. C., Khoury S. G.* Original nature of archaean rocks of Northern west Scotland.— Geol. soc. aust. spec. publ 3, 1971, p. 77—92.
21. *Gresens R. L.* Evaporites as precursors of massif anorthosite.— Geology, 1978, v. 6, N 1, p. 46—50.
22. *Handford C. R., Moore C. H.* Diagenesis implication of calcite pseudomorphs after halite from the Joachim dolomite (Middle ordovician), Arkansas.— J. Sedimentary petrology, 1976, v. 46, N 2, p. 387—392.
23. *Heinrichs T. K., Reimer T. O.* A sedimentary barite deposit from the Archaean Fig Tree Group of the Barferton mountain land (South Africa).— Econ. geol., 1977, v. 72, p. 1426—1441.
24. *Hietanen A.* Scapolite in the Belt series in the St. Joe.— Clearwater region, Idaho. Geol. Soc. Amer. Spec. paper 36, 1967, p. 56.
25. *Jayawardena D. E. des., Carswell D. A.* The geochemistry of charnokite and their constituent ferromagnesian minerals from the Precambrian at south-east Sri Lanka (Ceylon).— Mineral, magazine, 1976, v. 40, N 314, p. 542—554.
26. *Von de Kamp P. C.* Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton—Madoc area, southeastein Ontario.— Canad. j. Earth sci., 1968, v. 5, N 5, p. 1337—1372.
27. *Katz M. B.* The Precembrian metamorphic rocks of Ceylon.— Geol. Rundschau, 1971, B. 60, S. 1523—1549.
28. *Kinsman D. J.* Evaporities: relative Humidity control of primary mineral bacies.— J. Sedim. Petrol., 1976, v. 46, N 2, p. 273—279.
29. *Krishnaswami S.* Authigenic Transition elements in Pasific pelagic clays.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, N 4, p. 425—434.
30. *Orville P. M.* Stability of scapolite in the system Ab—An—NaCl—CaCO₃ at 4 kb and 750° C.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, N 8, p. 1091—1105.
31. *Turecian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, N 2, p. 175—192.
32. *De Vore G. W.* The role of partial meltina of metasediments in the formation of the anothosite-norite-syenite complex, Laramie Ranse, Wymins.— J. Geol., 1975, v. 83, N 6, p. 749—762.
33. *Walker C. T.* Size Fractionation applied to geochemical studies of baron in sedimentary rocks.— J. Sediment. petrol., 1963, v. 33, p. 694—702.
34. *Walker R. N., Muir M. D., Diver W. L.* et al. Evidence of major sulphate evaporite deposits in the proterozoic Mearthur Group, Northern Territory, Australia.— Nature, 1977, v. 265, feb. 10, p. 526—529.
35. *Winkler H. G. F., ven Platan H.* Explimentelle gestein metamorphose-III. Anatectische Ultrametamorphose Kelkhaltiger Tone.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, v. 18, N 3—4, s. 294—316.

ПАРААМФИБОЛИТЫ И АМФИБОЛОВЫЕ СЛАНЦЫ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ

О. В. ГОРБАЧЕВ

Карбонатная составляющая в смешанных карбонатно-терригенных породах является необходимым компонентом при формировании седиментогенных метаморфических пород основного состава: амфиболовых сланцев, параамфиболитов, парачарнокитов и т. д., широко распространенных в докембрии [6, 17, 20, 22].

Особого внимания заслуживает изучение параамфиболитов, залегающих среди толщ существенно карбонатного состава, в связи с чрезвычайной устойчивостью карбонатных и ассоциирующих с ними алюмосиликатных прослоев даже в условиях ультраметаморфизма [8]. В то же время карбонатные породы служат надежным генетическим репером, поскольку их седиментогенное происхождение, как правило, не вызывает сомнений.

Для большинства докембрийских регионов характерна тесная ассоциация карбонатных отложений с амфиболитами и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, несущими признаки первично-осадочного происхождения (тонкое, часто закономерно ритмичное переслаивание с метаосадками, прослоями углеродистых сланцев, наличие конкреций и т. д.). Подобные ассоциации пород отмечаются среди отложений серии Гренвилль на Канадском щите [24], серии Раджало на Индийском щите [32], среди пород карбонатно-гнейсовой формации нижнего докембрия Анабарского кристаллического массива, Алданско-Витимского и Украинского щитов [12], в разрезе оскольской серии Воронежского кристаллического массива, в архее Средней Азии [1] и Северной Киргизии [14] и др. Общим для большинства перечисленных случаев является значительная мощность разрезов (от 2—3 до 10—15 км), представленных чередованием (зачастую ритмичным, вплоть до флишоидного) параамфиболитов, сланцев и карбонатных пород, нередко обогащенных углеродистым веществом.

В качестве примера могут быть рассмотрены отложения архея Среднего Тянь-Шаня [2] мощностью 5—15 км. Наблюдается тонкое ритмичное переслаивание гнейсов, амфиболитов, кальцифиров и мраморов, имеющих мощность отдельных ритмов от нескольких сантиметров до нескольких метров. Отсутствие перерывов и эффузивных пород в разрезе в сочетании с реликтами текстурных признаков (нормальная и косая слоистость, ритмичность) позволяют установить первично-осадочное происхождение этих пород и отнести их к флишоидной формации терригенно-карбонатного состава [1].

Тесная ассоциация амфиболитов с карбонатными породами отмечается в отложениях серии Гренвилль, датированных как ранний докембрий [24] и имеющих мощность более 6 км. Совокупность геологических данных (тонкое переслаивание пород, наличие промежуточных типов пород, присутствие пирита и углеводородов в карбонатных породах и т. п.) показывает, что амфиболиты могли образоваться за счет смешанных карбонатно-глинистых отложений, возникших в условиях длительного прогибания относительно стабильного участка земной коры, имевшего в период осадконакопления платформенный характер [16, 27, 19].

В районе Курской магнитной аномалии (КМА) ритмично-слоистые отложения, включающие тремолитовые амфиболиты, пользуются широким распространением среди нижнепротерозойских отложений оскольской серии. Общая мощность карбонатно-терригенной толщи (роговская и тимская свиты) составляет 2,8—3,3 км [7]. По нашим данным, в разрезе нижней части оскольской серии наблюдается тонкое переслаивание биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев (амфиболитов), кальци-

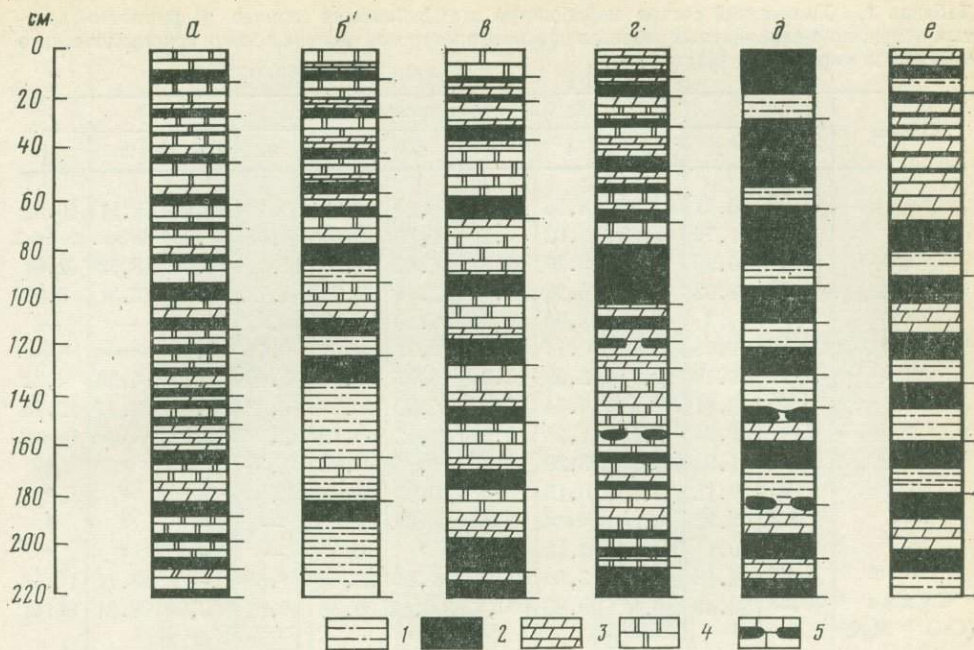


Рис. 1. Характер ритмичности в терригенно-карбонатных отложениях нижнего протерозоя Воронежского кристаллического массива и Карелии

а, б — оскольская серия, роговская свита, район КМА, скв. 3065, участок Тим: а — тонкая градационная ритмичность флишевого типа, верхняя и нижняя части разреза, б — средняя часть разреза; в, г — хирвиаволокская свита, оз. Кукас, Северная Карелия, обн. 816 и 926; д, е — верхний палеозой ($C_3 - P_1$), среднее течение р. Юрезань, ритмичность флишевого типа, соответственно первая и третья терригенные толщи [13]

1—5 — осадочные породы и их метаморфизованные эквиваленты: 1 — глинистые алевролиты (биотит-амфиболовые сланцы), 2 — карбонатные глины (амфиболовые сланцы, амфиболиты), 3 — глинистые мергели (кальцифированные, доломитовые кальцифированные), 4 — доломиты (доломитовые мраморы), 5 — конкреции

фирмов и доломитов (рис. 1, б). Отмечается закономерно ритмичное чередование перечисленных пород в указанной выше последовательности (снизу вверх). В основании наиболее полных ритмов (средняя и нижняя часть разреза), как правило, залегают биотит-амфиболовые сланцы. Мощность таких ритмов достигает 1—1,5 м. Чаше ритм редуцирован: амфиболовые сланцы (амфиболиты) — тремолит-биотитовый кальцифир — доломит (см. рис. 1, а). Мощность ритмов от нескольких сантиметров до 50—70 см при мощности амфиболовых прослоев от 1—2 до 15—20 см. Отмечаются горизонты тонкого (микроритмичного от 1—2 мм до 1—2 см) чередования слойков общей мощностью от 10—15 до 50—80 см. В нижней и верхней частях разреза общее количество карбонатных прослоев и их мощность увеличиваются.

По соотношению кальция и магния (1,9—2,3) карбонатные породы близки к доломитам. Метаморфизм пород изменяется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации [7]. Характерной особенностью являются постепенные переходы между элементами ритмов, что свидетельствует о наличии градационной текстур — признака флишевой формации. Эта постепенность переходов подчеркивается близостью химического состава элементов ритма. Подобная близость составов алевролитовых и глинистых элементов ритма отмечается в типичных флишевых толщах верхнего палеозоя Урала (табл. 1, ан. 10, 11).

Химический состав пород нижних и средних элементов ритмов оскольской серии (биотит-амфиболовые сланцы — амфиболиты с карбонатом) отражает закономерное изменение в пределах ритма (снизу вверх) содержания K_2O и отношения $(CaO + MgO) : Al_2O_3$ (моль%) — модуля

Таблица 1. Химический состав амфиболитов и амфиболовых сланцев из ритмично-слоистых терригенно-карбонатных разрезов нижнего протерозоя Воронежского кристаллического массива и Карелии (в %)

Окислы	Содержание, %										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47,98	46,51	44,92	44,54	49,96	38,13	9,26	51,40	51,48	48,11	46,22
TiO ₂	1,65	1,79	1,60	1,62	0,96	1,36	0,10	0,95	1,25	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	10,89	10,39	9,60	19,20	12,42	14,44	1,25	17,41	14,94	13,55	12,81
Fe ₂ O ₃	8,73	8,02	8,23	6,29	1,77	2,76	0,02	4,72	2,85	5,31	6,94
FeO	6,10	7,3	5,3	12,93	7,04	9,99	1,65	5,03	10,02	—	—
MnO	0,10	0,18	0,17	0,17	0,06	0,28	0,17	0,14	0,22	Не обн.	Не обн.
MgO	12,80	11,79	10,74	2,09	13,29	8,33	7,22	5,40	6,75	4,36	4,22
CaO	3,34	8,81	10,57	4,74	9,42	14,90	40,63	6,72	9,24	13,77	12,74
Na ₂ O	1,5	1,64	2,25	1,25	0,72	1,12	0,15	2,52	2,14	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	3,58	1,05	0,27	3,20	0,75	1,14	0,13	3,32	0,87	»	»
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,19	0,13	0,08	0,03	0,07	0,3	0,19	»	»
CO ₂	<0,2	0,72	4,29	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	»	»
H ₂ O ⁻	0,22	0,1	0,1	0,12	0,12	»	0,05	—	—	»	»
П. п. п.	1,98	1,18	5,00	3,60	3,85	7,65	38,86	1,58	—	13,71	13,48
Сумма	99,53	99,49	99,52	99,80	100,47	100,13	99,56	99,61	100,00	98,81	96,41
(CaO + MgO) : Al ₂ O ₃ (мол. %)	3,5	4,4	4,8	0,7	4,0	3,5	7,0	1,5	2,2	2,6	2,6

Примечание. 1—7 — терригенно-карбонатный тип разреза: 1—3 — оскольская серия, нижний протерозой КМА: 1 — амфибол-биотитовый сланец (основание ритма), 2 — тремолитовый амфиболит, 3 — тремолитовый амфиболит с примесью доломита; 4—7 — хирвиноволжская свита, нижний протерозой, Северная Карелия; 4 — биотит-гранат-амфиболовый сланец (основание ритма), 5 — амфиболит, 6 — амфиболит с примесью карбонатного материала, 7 — кальцифир; 8 — песчано-алевритовый тип разреза, параамфиболит [5]; 9 — параамфиболит, среднее из 165 анализов [4]; 10 — алеврит глинистый; 11 — элемент ритма флишoidalной терригенно-карбонатной толщи (С₃ — Р₁), Урал, Симская мульда [13].

основности. Это связано с закономерным уменьшением кластогенной составляющей (уменьшение К₂O) при одновременном увеличении степени карбонатности (увеличение модуля основности от 3,3 до 4,8) в верхних элементах ритма (табл. 1, ан. 1—3).

Таким образом, литологические и геохимические данные подтверждают первично-осадочный характер цикличности и исключают возможность формирования амфиболитов за счет метасоматических процессов при метаморфизме.

Сопоставление характера чередования элементов ритмов (см. рис. 1), а также химического состава пород, слагающих эти элементы (см. табл. 1), указывает на известную аналогию условий формирования изучаемых метаморфизованных терригенно-карбонатных отложений нижнепротерозойского возраста и флишево-карбонатной толщи верхнего палеозоя западного склона Урала [13]. Аналогия прослеживается и в общем формационном облике сравниваемых разрезов. Мощность терригенно-карбонатных толщ в обоих случаях составляет 3—3,5 км. Как в нижнепротерозойских, так и в верхнепалеозойских отложениях (рис. 2) в основании флишoidalной толщи залегает мощная (до 500 м) пачка карбонатных пород. Вверх по вертикали ритмично-слоистые толщи также сменяются карбонатными отложениями, для которых и в том и в другом случаях характерно присутствие повышенного количества органического вещества (черные известняки и мергели тимской свиты и битуминозные мергели пермских отложений в районе р. Юрезань).

Все перечисленные признаки с учетом различий в степени метаморфизма и возраста сопоставляемых толщ позволяют рассматривать их в качестве формационных гомологов.

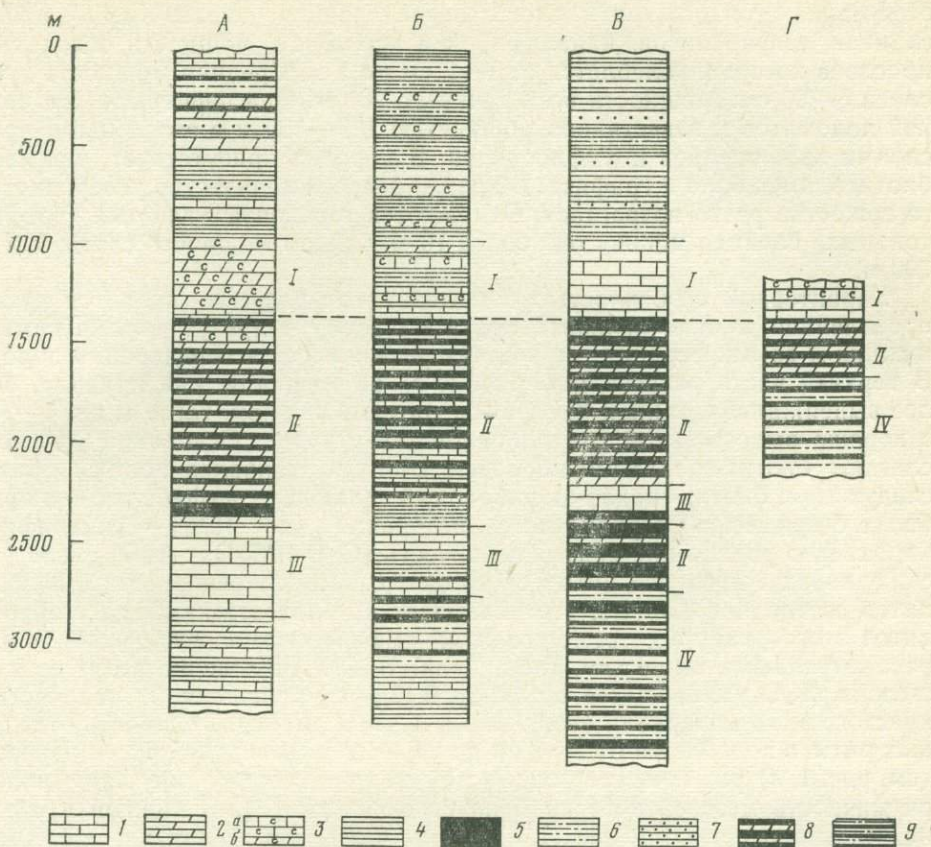


Рис. 2. Сопоставление разрезов терригенно-карбонатного типа, включающих параамфиболиты (Б—Г) и их возможные неметаморфизованные эквиваленты (А—В)

А — верхний палеозой, западный склон Урала [13]; Б — оскольская серия, нижний протерозой, район КМА, сводный разрез; В — каргйшская свита, архей, Средний Тянь-Шань [2]; Г — хирвиноволокская свита, нижний протерозой, Северная Карелия. I — верхняя карбонатная пачка, в разрезах А, Б, Г — с повышенным содержанием углеродистого вещества; II — флишоподная параамфиболит-карбонатная пачка; III — нижняя карбонатная пачка; IV — флишоподная терригенная пачка
 1—9 — типы пород (в разрезах А, Б) и их метаморфизованные аналоги (в разрезах В—Г): 1 — известняки, доломиты (мраморы); 2 — мергели (кальцифиры); 3 — углеродистые карбонатные породы: а — известняки, б — мергели; 4 — глины, алевролиты (биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы); 5 — карбонатные глины (параамфиболиты); 6 — алевролиты (биотитовые, амфиболовые, серицитовые и другие кристаллические сланцы); 7 — песчаники (гнейсы); 8 — карбонатный флиш (параамфиболиты — кальцифиры); 9 — терригенный флиш (чередование кристаллических сланцев и гнейсов)

Несколько иной, но близкий по ряду признаков характер разрезов терригенно-карбонатного типа, включающих параамфиболиты, отмечается среди отложений нижнепротерозойских (карельских) структур восточной части Балтийского щита. Здесь также наблюдается тесная ассоциация ритмично-слоистых параамфиболит-карбонатных толщ с разрезами существенно карбонатного состава. Подобные ассоциации отмечаются среди отложений тунгудско-надвоицкой, сегозерской, хирвиноволокской свит Северо-Карельской синклинойной зоны, а также сортавальской серии и ее аналогов в Восточно-Финляндской синклинойной зоне [11].

Наиболее типичным и полным из перечисленных и изученных нами является разрез хирвиноволокской свиты, породы которой развиты в пределах Кукаозерской синклинали в Северной Карелии. В основании разреза залегает пачка параамфиболитов мощностью 300—400 м, переслаивающихся с биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами. К верхам пачки появляется ритмичность в чередовании слоев. Выше отмеча-

ется пачка тонкого ритмичного переслаивания биотит-амфиболовых сланцев, амфиболитов, кальцифиров и мраморов, мощность отдельных прослоев которых колеблется от 1—2 см до 1 м. Средняя мощность прослоев 5—20 см. Мощность всей пачки до 200 м. Она перекрывается пачкой доломитов и известняков мощностью 100—150 м с отдельными прослоями кальцифиров и амфиболитов. В породах присутствует примесь биотита, амфибола и графита. В кровле разреза количество углеродистого вещества резко возрастает. Отмечаются горизонты углистых (графитовидных) сланцев мощностью более 10 м. Общая мощность свиты 500—700 м.

Характерной особенностью описываемого разреза является четко проявленная и отмечающаяся почти по всему разрезу (кроме самых нижних и самых верхних его частей) ритмичность в чередовании пород. В верхней части разреза (см. рис. 1, в) ритмичность, как правило, более выдержанная, тонкая четырех- и трехчленная (см. табл. 1, ан. 4—7), с хорошо выдержанной градационной текстурой. Основания ритмов слагают биотит-гранат-амфиболовые сланцы. Наиболее полный ритм следующий: биотит-гранат-амфиболовый сланец — амфиболит — амфиболит с примесью карбонатного материала (до 15%) — кальцифир. Характерно увеличение модуля основности ($\text{CaO} + \text{MgO}$) : Al_2O_3 (мол. %) снизу вверх в пределах ритма от 0,7 до 7,0. Модуль основности амфиболитов составляет 3,5—4,0, что указывает на близость химизма амфиболитов этого разреза с тремолитовыми амфиболитами оскольской серии, рассмотренными выше (см. табл. 1, ан. 1—3). Аналогично ведут себя и щелочи (K_2O уменьшается от 3,2 до 0,13% с уменьшением количества кластогенного материала вверх по элементам ритма). Мощность отдельных ритмов колеблется от 2—3 см до 0,8—1,2 м. В верхней части разреза (см. рис. 1, в) ритмичность более устойчива и по своему типу напоминает ритмичность мезозойского карбонатного флиша [3]. В нижней и средней частях разреза (см. рис. 1, г) ритмы чаще трех- и двухчленные (амфиболит-кальцифир-доломитовый мрамор). Эта часть разреза по типу ритмичности, а также по наличию выявленных здесь конкреционных образований [23] сходна с флишоидными отложениями верхнего палеозоя Западного склона Урала (см. рис. 1, д, е). Как видно из приведенного литолого-геохимического анализа метаморфической толщи хирвинаволоцкой свиты, все особенности строения и состава ее элементов (ритмов и пачек) обусловлены накоплением первичных осадков в седиментационном бассейне и исключают какое-либо существенное влияние на их формирование метасоматических процессов, вызванных метаморфизмом. Не исключая возможности перераспределения ряда компонентов первично-осадочных пород, связанного с метасоматозом и биметасоматозом [9, 15, 29], следует, по-видимому, считать, что влияние этих процессов ограничено локальными участками интенсивного воздействия флюидных потоков, т. е. тектоническими зонами. Общая же модель седиментации древних бассейнов, включая такие детали, как характер ритмичности и связанные с этим геохимические закономерности, может быть установлена с достаточной ясностью. Это выявляется и на конкретном примере. Так, характер ритмичности в толще свиты хирвинаволоцкой имеет столь очевидное сходство по литологическим и геохимическим особенностям с ритмичностью в отложениях оскольской серии Воронежского кристаллического массива и одновременно с флишевой ритмичностью в неметаморфизованных осадках фанерозоя, что это исключает возможность формирования либо существенного преобразования подобных текстур в процессе метаморфизма. Еще более четко первично-осадочная природа изучаемой толщи выявляется при рассмотрении разреза в целом. Общая последовательность осадконакопления в палеобассейне отражается в закономерной смене (снизу вверх) глинисто-алевроитовых (нижняя пачка), глинисто-карбонатных (ритмичная пачка с параамфиболитами), карбонатных и обуглероженных (графитистых) осадков, соответствую-

щих типичному трансгрессивному циклу, завершающемуся условиями застойного бассейна с четко проявленными следами сероводородного заражения (углеродистые известняки и сланцы с пиритом).

Кроме описанного, нами были детально изучены некоторые разрезы нижнепротерозойских отложений восточной части Балтийского щита, характеризующихся ассоциацией ритмично-слоистых толщ с параамфиболитами и карбонатными горизонтами. Это отложения тунгудско-надвоицкой серии (оз. Пухярви, Северная Карелия) и сортавальской серии (район Питкяранта и Рускеала, Южная Карелия).

Разрезы перечисленных терригенно-карбонатных толщ имеют ряд общих черт: наличие пачек с флишоидным и флишевым характером чередования параамфиболитов и карбонатных пород, повышенная карбонатность вышележащей пачки, присутствие углеродистого вещества как во флишевой, так и в существенно карбонатной частях разреза, вплоть до горизонтов углеродистых кальцифиров (мраморов) и сланцев, обогащенных сульфидами. Мощность разрезов варьирует от 0,5 до 2 км.

Таким образом, описанный (карельский) тип разрезов терригенно-карбонатных толщ имеет ряд признаков (наличие флишоидных толщ, углеродистых горизонтов и т. п.), сближающих его с докембрийскими терригенно-карбонатными толщами тела оскольской серии Воронежского кристаллического массива, серии Гренвиль и других, отличаясь от них лишь отсутствием мощной подстилающей карбонатной толщи и меньшей мощностью разреза.

Переходя от общих особенностей строения метаморфических толщ, включающих параамфиболиты, к вещественному составу слагающих их пород, следует отметить, что параамфиболиты существенно карбонатных разрезов обладают определенной спецификой минерального и химического состава.

Повышенные содержания CaO и MgO в амфиболитах, связанных с карбонатными толщами, отмечались и ранее, например для района Брокен-Хилл [26] и серии Раджало [31]. В нашем случае это видно из данных, приведенных в табл. 1 и 2. Для сопоставления приводятся химические анализы параамфиболитов из метаморфизованных терригенных толщ и разрезов с повышенной глиноземистостью (свита леппялампи сортавальской серии, хизоварская свита, район оз. Верхняя Кереть), частично опубликованные ранее [4, 5].

Величина отношения $(\text{CaO} + \text{MgO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ (мол. %), отражающего соотношение преобладающих компонентов, для параамфиболитов из разрезов терригенного типа варьирует от 1,5 до 2,2 (среднее 1,8), а в разрезах карбонатного типа меняется от 2,8 до 6,6 (среднее 4,1). Для амфибоов, выделенных из параамфиболитов, залегающих в ассоциации с терригенными и карбонатными породами, величина этого отношения соответственно равна 2,9 и 5,6.

Характерным амфиболом в существенно карбонатном типе разреза (эпидот-амфиболитовая фация) является тремолит (оскольская серия КМА, тунгудско-надвоицкая серия, район Оутокумпу и др.). В более высокометаморфизованных сериях (сегозерская, сортавальская) обычны тремолит — эденит и роговая обманка с высоким отношением $(\text{CaO} + \text{MgO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ (мол. %). Однако в мономинеральных разностях широко развитые в районе оз. Кукас (свита хирвинаволок) амфиболы актинолит-тремолитового ряда могут быть устойчивы вплоть до амфиболитовой фации [21]. Таким образом, состав как самих параамфиболитов, так и доминирующего минерала — амфибола находится в прямой зависимости от состава ассоциирующих с ними первично-осадочных пород, что еще раз подтверждает их генетическую близость.

Геохимические особенности параамфиболитов из карбонатных разрезов, детально рассмотренные нами ранее [4], также подтверждают тесную связь состава амфиболитов со спецификой химизма вмещающих существенно карбонатных толщ. Это выражается в высоком значении

Таблица 2. Химический состав амфиболитов и амфиболов из разрезов терригенно-карбонатного типа (в вес. %)

Окислы	Терригенный тип разреза				Терригенно-карбонатный тип разреза					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10*
SiO ₂	44,19	43,59	51,66	42,42	48,84	46,73	48,60	46,12	50,30	43,08
TiO ₂	3,08	1,12	1,30	0,56	0,83	1,06	0,80	0,91	1,65	0,59
Al ₂ O ₃	15,95	13,65	17,42	16,00	14,90	8,96	14,55	9,58	11,30	8,03
Fe ₂ O ₃	2,30	2,30	2,20	5,62	—	1,63	1,43	3,40	2,21	—*
FeO	11,77	14,05	10,16	12,15	10,77	13,41	10,92	12,03	8,48	0,70
MnO	0,18	0,16	0,31	0,22	0,18	0,29	0,16	0,23	0,26	0,08
MgO	7,16	11,46	3,80	8,28	8,70	12,33	8,30	11,46	11,48	10,89
CaO	9,13	9,49	10,00	11,88	10,64	12,00	10,24	12,25	9,67	14,70
Na ₂ O	2,57	1,95	0,80	1,70	2,50	1,17	2,62	1,08	1,91	0,74
K ₂ O	0,33	0,29	0,32	0,42	0,67	0,62	0,60	0,54	0,27	1,85
P ₂ O ₅	0,26	—	—	—	0,11	—	0,10	0,02	0,17	0,12
H ₂ O ⁻	1,21	1,87	1,70	0,69	1,61	1,77	1,48	1,75	1,96	0,98
H ₂ O ⁺	—	0,63	0,12	—	—	—	—	0,08	—	—
Сумма	100,22	100,01	99,90	100,08	99,74	100,02	99,80	99,80	99,66	100,34
(CaO + MgO) :	2,2	3,3	1,6	2,6	2,8	5,9	2,8	5,2	4,2	6,6
Al ₂ O ₃ (мол. %)										

* Кроме того, присутствуют (в вес. %): C = 4,01; CO₂ = 4,12; F = 0,15; S = 3,93; FeS = 6,23; FeS₂ = (10,06); V₂O₅ = 0,14;

Примечание. 1—4 — параамфиболиты: 1, 3 — переслаивающиеся в осадочных разрезах с высокоглиноземистыми породами, 2, 4 — амфиболы, выделенные из амфиболитов ан. 1, 3 (1—2 — район Июкоказа, Япония, среднее из 5 анализов, 3, 4 — хивонарская свита, нижний протерозой, район оз. Верхняя Кереть, Карелия, обр. 593); 5—10 — параамфиболиты: 5, 7, 9, 10 — переслаивающиеся в осадочных разрезах с карбонатными породами 6—8 — амфиболы, выделенные из ан. 5, 7 (5—8 — сортавальская серия, нижний протерозой, Южная Карелия: 5—6 обр. 1031, 7—8 — обр. 1040), 9 — тремолитовый амфиболит из переслаивания с кальцифирами (тунгудско-надвоицкая серия, Северо-Западная Карелия, обр. 1322), 10 — карбонатно-амфиболовые сланцы (амфиболиты), обогащенные углестым веществом, Оутокумпу, Восточная Финляндия.

отношения Ca : Sr (до 950), типичном для пород с повышенной карбонатностью; в повышенных значениях геохимического фона таких типоморфных элементов, как бор, цинк, медь, редкие щелочи; в положительной корреляции элементов группы фемафилов с алюминием, а не с магнием и железом, что характерно для параамфиболитов из разрезов существенно терригенного типа.

Выделенные два типа докембрийских терригенно-карбонатных разрезов (см. рис. 2), включающих ритмично-слоистые толщи параамфиболитов — разрезы мощностью от 2,5 до 10—15 км (докембрий Северного Тянь-Шаня, киргизская серия, оскольская серия КМА и др.) и разрезы мощностью от 0,5 до 2,0 км (протерозой Карелии), обладая рядом общих черт (последовательная смена параамфиболитовых флишонидных, существенно карбонатных и углеродисто-карбонатных толщ), формировались, по-видимому, в близких по условиям седиментации, но различных по масштабу геоструктурных зонах. В первом случае эти образования могут быть отнесены к терригенно-карбонатной флишонидной подформации миеосинклинальной группы формаций. Стабильность условий их отложения, приближающая их к субплатформенным образованиям, подчеркивается наличием варвоподобных терригенно-карбонатных углеродистых толщ в верхних частях разреза (тимская свита оскольской серии Воронежского кристаллического массива). Формирование разрезов второго (карельского) типа происходило, по-видимому, в геосинклинальных прогибах и седиментационных мульдах, развивающихся на консолидированных древних выступах фундамента.

Ритмично-слоистые карбонатно-параамфиболовые толщи являются характерной породной ассоциацией, отражающей определенный этап в седиментационном режиме древних структур, и могут рассматриваться

в качестве закономерного члена (градация по И. В. Хворовой [25]) прототормации графитсодержащих сланцев и мраморов, выделенных для докембрия [18]. Амфиболиты из этих толщ обладают, как это было показано выше, определенным комплексом литологических и химических признаков, позволяющих выделить их в самостоятельную группу в ряду докембрийских параамфиболитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белькова Л. Н., Огнев В. Н.* Формации и геологическая история докембрия Средней Азии.— В кн.: Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. ученых. М.: Наука, 1968, с. 59—66.
2. *Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф.* Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М.: Недра, 1968. 144 с.
3. *Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. Л.: Гостоптехиздат, 1948. 215 с.
4. *Горбачев О. В.* Геохимические особенности метаморфизованных карбонатно-глинистых пород в связи с условиями их седиментации (на примере параамфиболитов).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 64—72.
5. *Горбачев О. В.* Роль терригенного материала в происхождении седиментогенных метаморфических пород основного состава.— В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 27—33.
6. *Закруткин В. В.* Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 99—103.
7. *Казанцев В. А.* Карбонатные породы в докембрии Курской магнитной аномалии.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапаритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 39—40.
8. *Кицул В. И., Мурзаев С. П., Шкодзинский В. С.* Устойчивость карбонатных пород в условиях метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 23—26.
9. *Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
10. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 78 с.
11. *Кратц К. О.* Геология карелии Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
12. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А.* О формациях высокометаморфизованных комплексов.— В кн.: Геология докембрия: Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. ученых. М.: Наука, 1968, с. 177—181.
13. *Максимова С. В., Осипова А. И.* Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950, т. 30, с. 148.
14. *Медведева И. Е.* Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане. Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 10, с. 38—54.
15. *Московченко Н. И.* Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма квантит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). М.: Наука, 1971, с. 27—38.
16. *Павловский Е. В.* Специфика стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Вопросы геологии и петрологии докембрия. Новосибирск, 1962, с. 77—108. (Тр/Вост.-Сиб. геол. ин-та; Вып. 5).
17. *Розен О. М.* Метаморфические породы основного состава: проблема происхождения и индикации генетических типов.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 73—78.
18. *Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А.* Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя (основные аспекты сравнительно-формационных исследований).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 141—155.
19. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М.* и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 209 с.
20. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В.* и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, с. 907—909.
21. *Соболев В. С., Костюк Е. А.* Группа амфиболитов.— В кн.: Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970, с. 379—400.
22. *Созинов Н. А.* Осадочные эквиваленты метаморфических пород основного состава.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 39—47.
23. *Созинов Н. А., Розен О. М., Горбачев О. В.* О метаморфизованных конкрециях из отложений протерозоя Северной Карелии.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3, с. 690—693.
24. *Уилсон М. Е.* Докембрий Канады.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Под ред. К. Ранкамы. М.: Мир, 1968, с. 236—369.

25. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 37. 352 с.
26. Edwards A. B. Amphibolites from the Broken Hill district.— J. Geol. Soc. Australia, 1958, v. 5, p. 1.
27. Engel A. E. F., Engel C. G. Grenville Series in the North-West Adirondack Mountains, New-York. Pt. I—II.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, v 64, p. 18.
28. Kanisawa S. Garnet-Amphibolites at Yokokawa in the Abukuma Metamorphic Belt, Japan.— Contr. Mineral. and Petrol., 1969, N 2, p. 164—176.
29. Orville P. M. A model for metamorphic differentiation origin of thinlayered amphibolites.— Amer. Y. Sci., 1969, 267, p. 64—86.
30. Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland.— Bull. Com. Geol. de Finlande, 1960, N 192, p. 108.
31. Roy S. K. Calc-silicate rocks and amphibolites near Muri Rauchi and Manbchum Districts. Buhar Quart.— J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, 1943, v. 15, N 4, p. 15—20.
32. Singh K. K., Gupta R. P. Occurrence and origin of paraamphibolites and associated diopside rich rocks near Bhaunas, Bhulwara distr. Rajasthan Univ. Boorkce Res. J., 1968, v. 10, N 3—4, part 6, p. 29—36.

Часть II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

УДК 552.54+551.71/72(470.21/22)

ПАРАГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

А. А. ПРЕДОВСКИЙ, В. А. МЕЛЕЖИК, В. В. ЛЮБЦОВ,
В. И. БОЛОТОВ, И. А. ПЕТЕРСИЛЬЕ, Т. А. ФЕДКОВА

Метаморфизованные осадочные карбонатные и силикатно-карбонатные породы распространены по всему супракрустальному разрезу докембрия восточной части Балтийского щита, но, по-видимому, не характерны для древнейшего, доархейского, фундамента, образованного гранитоидными или гранитизированными породами. Есть основания думать, что в фундаменте присутствуют и первично-супракрустальные, и экзогенные образования, однако степень их изменения не позволяет уверенно судить об их первичной природе.

Обобщенная схема распространения карбонатных метаморфизованных осадочных пород в разрезе докембрия представлена на рис. 1. Здесь показана также и стратиграфическая принадлежность толщ, содержащих карбонатные породы. При этом используется традиционный принцип трехчленного деления протерозоя.

Наиболее древний, собственно архейский (кольско-беломорский), уровень разреза докембрия характеризуется ограниченным распространением карбонатных и смешанных силикатно-карбонатных метаморфизованных осадочных пород (рис. 2 и 3). Для них обычна ассоциация с первично-вулканическими образованиями от метабазальтов до метарюлитов. В то же время на разных уровнях архейской части разреза карбонатные породы встречаются и совместно с первично-терригенными отложениями — глиноземистыми сланцами (гидрослюдистыми метапелитами) и гнейсами (метааркозами и метаграувакками). В целом древнейшие карбонатные породы отличаются повышенным количеством силикатной, часто первично туфогенной примеси, по составу тяготеют к зоне доломитов без примеси магнезита (см. рис. 2), обнаруживают низкие значения кали-натриевого отношения и пониженное количество щелочей по сравнению с глиноземом. Среди них наиболее чистыми от силикатной примеси обычно являются доломиты. Нередко обнаруживающиеся в древнейших карбонатных породах повышенные фоновые содержания таких рудогенных элементов, как никель, хром, медь, ванадий, а иногда и фосфор, по-видимому, отражают влияние на их формирование процессов основного вулканизма. Этот вывод согласуется с закономерностями, выявленными ранее для карбонатных пород различного возраста и состава [5, 4, 13]. Интересно отметить, что среди древнейших карбонатных пород, находящихся в ассоциации с терригенными образованиями, обнаруживаются такие разновидности [3, 20], которые, по данным наших реконструкций, в первичном состоянии были представлены известняками с примесью кварца и каолинита.

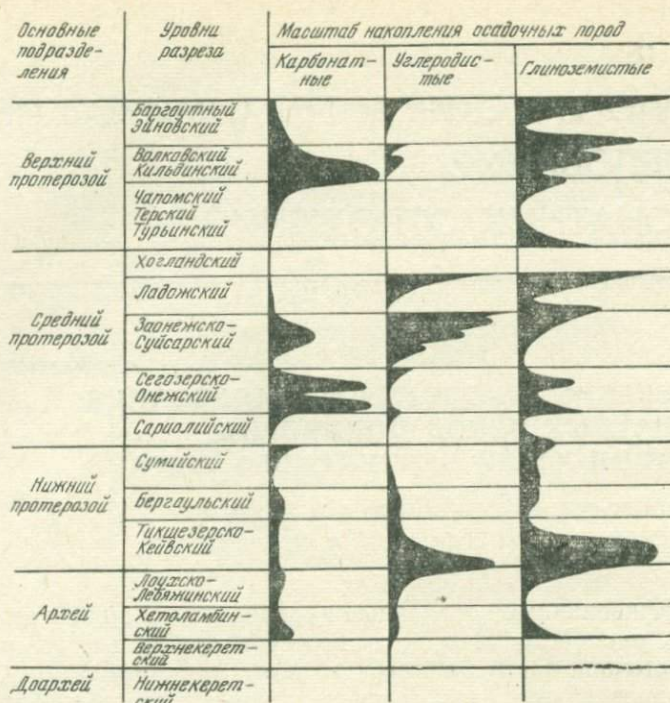


Рис. 1. Обобщенная схема уровней распространения карбонатных пород в общем разрезе докембрия восточной части Балтийского щита (стратиграфическая основа по А. А. Предевскому, 1976)

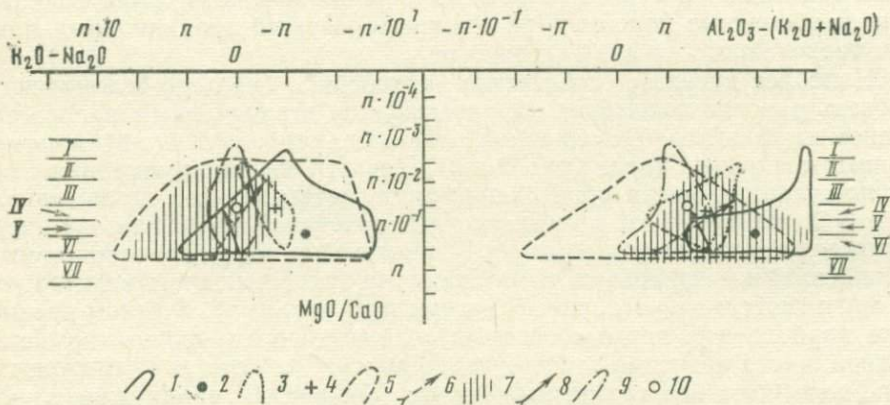


Рис. 2. Поля составов карбонатных пород докембрия на диаграмме МА'К [10]

I — VII — зоны относительной магнезиальности пород: I — известняки с минимальным содержанием магнезия, II — обычные известняки; III — слабо магнезиальные известняки, IV — доломитовые известняки, V — известковые доломиты, VI — доломиты, VII — доломиты с примесью магнезита; 1 — 10 — карбонатные породы различных уровней разреза: 1 — поле архейских образований, 2 — среднее значение для архейских образований, 3 — поле нижнепротерозойских образований (стрельнинская серия раннего карелия), 4 — среднее значение для нижнего протерозоя, 5 — поле среднепротерозойских образований Печенгско-Варзугского пояса; 6 — линия эволюции состава карбонатных пород среднего протерозоя, 7 — породы питкяранско-кятулийской и ладожской серий среднего протерозоя Северного Приладожья, 8 — линия эволюции состава карбонатных пород Северного Приладожья, 9 — поле рифейских отложений, 10 — среднее значение для рифея

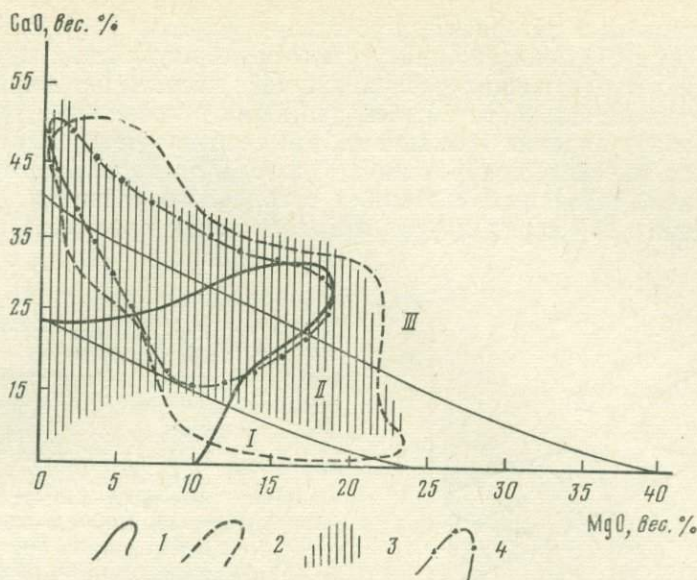


Рис. 3. Поля составов карбонатных пород докембрия на диаграмме

I—III — зоны пород с различным содержанием карбонатного вещества (в %): I — >50, II — <50 и до 70—80, III — <70—80; 1—4 — карбонатные породы: 1 — архейские образования, 2 — среднепротерозойские породы Печенгско-Варзугского пояса, 3 — среднепротерозойские породы Северного Приладожья, 4 — рифейские образования

Карбонатные породы следующего, нижнепротерозойского уровня описываются с использованием данных А. В. Сидоренко и О. И. Луневоy [14], изучавших метаморфизованные осадочные толщи Мончеполуострова, относимые теперь к стрельнинской серии раннего карелия. В рассматриваемом регионе известны только карбонатные породы, относящиеся к верхней, сумийской (см. рис. 1) части разреза нижнего протерозоя. Они проявлены независимо от вулканизма в ассоциации с достаточно зрелыми и дифференцированными осадочными образованиями — гидрослюдистыми метапелитами, кварцевыми метапсаммитами и отличаются от архейских карбонатных пород меньшей магнезиальностью (по среднему составу это доломитовые известняки), более высоким кали-натриевым отношением и большим содержанием щелочей по сравнению с глиноземом (см. рис. 2).

Средний протерозой характеризуется значительным распространением карбонатных пород, которые концентрируются главным образом на втором и третьем уровнях его разреза (см. рис. 1). Нижний из них (сегозерско-онежский), отвечающий среднему и верхнему (без шунгит-карбонатно-сланцевой толщи) ятулию, по В. А. Соколову и другим [18], включает карбонатные отложения умбинской — куэтсарвинской и вышележащих ильозерской — коласйокской свит Печенгско-Варзугского пояса. Для этих пород выявлены как ассоциации с вулканическими образованиями базальтового, трахибазальтового, андезито-базальтового типа, так и случаи независимого от вулканизма проявления в тесной связи с дифференцированными метаосадочными породами — гидрослюдистыми метапелитами, кварцевыми, аркозовыми и субграувакковыми метаалевропсаммитами, что особенно типично для Карелии [17].

Карбонатные породы рассматриваемого уровня в общем чище от силикатной примеси, чем более древние (см. рис. 3). Они представлены рядом от доломитов до доломитовых известняков с тенденцией к уменьшению магнезиальности вверх по разрезу (см. рис. 2). Вместе с тем именно на этом уровне встречаются пестроцветные и красноцветные доломиты с несколько повышенной магнезиальностью, что подтверждается

нашими данными и материалами по ятулию Карелии [17], Е. А. Аксеновым и другими [1] показано присутствие среди ятулийских карбонатных пород магнезитсодержащих разновидностей. Ассоциация доломитов повышенной магнезиальности с красноцветными отложениями терригенного ряда вне зон влияния вулканизма, что особенно четко выражено для Карельского массива, приуроченность доломитов карельского ятулия к образованиям, связанным с этапами стабильного развития бассейнов седиментации [17] и ряд других литологических признаков позволяют

CaO, вес. %

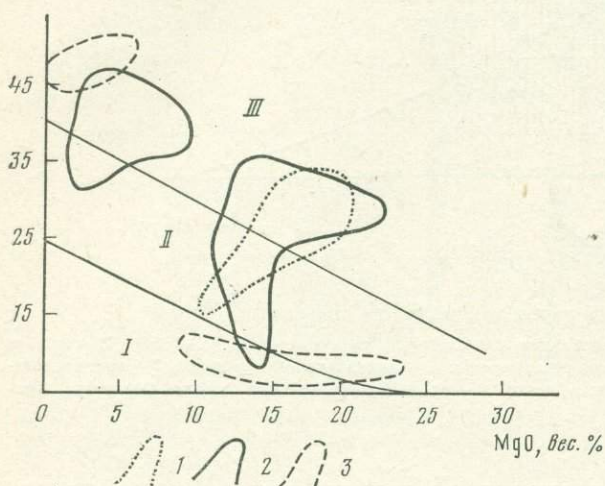


Рис. 4. Поля составов среднепротерозойских карбонатных пород Печенгско-Варзугского пояса на диаграмме CaO—MgO

I—III — зоны пород с различным содержанием карбонатного вещества (в %): I — >50, II — <50 и до 70—80, III — <70—80; 1—3 — карбонатные породы: 1 — второго уровня распространения метаморфизованных осадков (свиты умбинская — куэтсарвинская), 2 — третьего уровня (свиты ильмозерская — коласйокская, 3 — верхних уровней разреза (южно-печенгская и томингская серии)

связывать развитие этих доломитовых пород с особыми условиями — периодической аридизацией климата и, возможно, со слабо проявленными чертами эвапоритности отдельных ятулийских мелководных бассейнов. Для рассматриваемых карбонатных пород характерно также небольшое содержание органического вещества и специфический гидрослюдястый состав ассоциирующих метапелитов. Последним свойственна высокая степень дифференциации вещества [8, 10, 11]. Помимо доломитов несколько повышенной магнезиальности, на рассматриваемом уровне распространены обычные по химизму доломиты и известковистые доломиты органогенного типа — строматолитовые и онколитовые, свидетельствующие о нормальных условиях седиментации [2, 6, 17].

Заонежско-суйсарский и отчасти ладожский уровень разреза среднего протерозоя, включающий в кольской части региона верхи ильмозерской свиты, роуксинскую толщу, пильгуйярвинскую свиту, а также южно-печенгскую и томингскую серии, а в Карелии — шунгит-карбонат-сланцевую толщу верхнего ятулия, суйсарские и отчасти ладожские отложения (рис. 1—4), по ряду особенностей карбонатных пород и их парагенезиса отличается от предыдущего.

Основные черты этого второго уровня карбонатонакопления в среднем протерозое заключаются в преемственном проявлении тенденции к увеличению известковистости карбонатных пород вверх по разрезу вплоть до возникновения чистых известняков (что особенно четко наблюдается вне зон непосредственного влияния вулканизма), в общем усилении влияния вулканизма на седиментогенез и частом синхронном проявлении вулканизма и осадконакопления, в широком развитии в парагенезисах пород, связанных с вулканизмом метатUFFитов и метасилицитов, а также в резко возросшей роли в разрезах углеродистых, высокоуглеродистых, сульфидно-углеродистых отложений и первичноглинистых пород. Вместе с тем роль строматолитовых и онколитовых пород на данном уровне снижается. Необходимо подчеркнуть, что развитые на данном уровне доломиты, в том числе и с повышенной магнези-

альностью, как правило, прямо связаны с явлениями подводного вулканизма базитового и пикритового типа (см. рис. 4). Карбонатные породы вулканогенно-осадочных ассоциаций обычно обогащены рудогенными элементами.

Приведенные выше данные позволяют рассматривать переход от сегозерско-онежского к заонежско-суйсарскому уровню разреза среднего протерозоя как наиболее четко выраженный в разрезе докембрия рубеж двух отличных климатических этапов: более раннего с признаками аридизации обстановки и эвапоритности бассейнов и позднего, характеризующегося резким усилением гумидности климата. Этот рубеж, по-видимому, имеет большое значение для периодизации докембрийской геологической истории и корреляции отложений на больших площадях. Сравнительно быстрая смена климатических обстановок, как видно по общей для среднего протерозоя тенденции роста известковистости карбонатных пород (см. рис. 2—4), вероятно, подготавливалась постепенно на протяжении всего среднего протерозоя. Данный климатический переход заслуживает детального исследования и как этапный для докембрия, и по причине наметившейся связи смены климата с увеличением интенсивности вулканизма. Установленный рубеж близок по времени к третьему главному этапу развития углеродсодержащих формаций докембрия [19] и этапу появления эукариот [16].

Верхнепротерозойский этап карбонатакопления в восточной части Балтийского щита (см. рис. 1), в основном выразившийся в накоплении пород кильдинской серии верхнего рифея [7, 9], является наибольшим по масштабам в докембрии. Для него свойственно практически полное отсутствие влияния вулканизма и терригенный характер ассоциирующих с карбонатными породами осадков. Среди последних широко развиты кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с глауконитом, аркозы, субграувакки и алевропелиты с гидрослюдистым материалом. Сами карбонатные породы (см. рис. 2, 3) значительно варьируют по составу от доломитов до чистых известняков. Среди доломитов нередки органогенные — строматолитовые и онколитовые разновидности. Они образуют значительные массы, но обычно отсутствуют на уровнях накопления красноцветных, в том числе и карбонатных пород, возможно, отвечающих моментам аридизации климата и значительного увеличения солености бассейновых вод. В целом для карбонатных пород рифея характерны достаточно высокая общая известковистость и сравнительная чистота от силикатной примеси. С ними не ассоциируют породы с высоким содержанием органического вещества. По данным И. А. Петерсилье и В. В. Любцова, в самих карбонатных породах повышенное содержание органического вещества (до 3,6 вес.%) приурочено к строматолитовым и онколитовым разновидностям, а соотношение отдельных углеводородных компонентов в силикатных осадках совпадает с типичным для нефтепроизводящих толщ, что отличает рифейские отложения региона от всех более древних и сильнее метаморфизованных. Выявленный для рифея тип накопления органического вещества, как показано Св. А. Си-

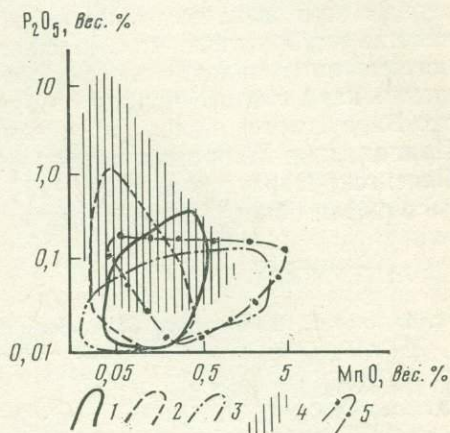


Рис. 5. Поля составов карбонатных пород докембрия на диаграмме P_2O_5 — MnO

1 — архейские образования; 2 — умбинско-куэтсярвинский уровень разреза Печенгско-Варзугского пояса; 3 — ильмозерско-коласийский уровень Печенгско-Варзугского пояса; 4 — среднепротерозойские образования Северного Приладожья; 5 — рифейские образования

доренко и А. В. Сидоренко [15], является сравнительно редким для докембрия, для которого обычным является накопление биогенного органического вещества в первично-глинисто-сланцевых толщах.

Как отмечалось выше, карбонатные породы различных уровней разреза докембрия отличаются по содержанию и распределению рудогенных элементов, обусловленному условиями их формирования. В некоторых случаях это, по-видимому, может получить и определенное практическое значение. Если рассматривать только сингенетичные процессам формирования карбонатных отложений повышенные концентрации полезных компонентов, то можно отметить, например, (рис. 5), что древнейшие карбонатные метаморфизованные осадки имеют тенденцию к повышенному накоплению фосфора. Еще более интересны в этом отношении карбонатные породы умбинско-куэтсарвинского уровня Печенгско-Варзугского пояса и питкяррантско-ятулийской серии Северного Приладожья. Напротив, карбонатные отложения ильмозерского уровня Печенгско-Варзугского пояса [12] и кильдийско-волокового уровня верхнего рифея обнаруживают четкую тенденцию к накоплению марганца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов Е. М., Игнатъев С. В., Негруца В. З. и др. О магнезите в карбонатных отложениях ятулия Южной Карелии.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 672—675.
2. Бутин Р. В. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии, Петрозаводск, 1960, вып. 2. 98 с.
3. Вологовская Н. А. Архей.— В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960, т. XXXVII. Карельская АССР, с. 52—76.
4. Зайцев А. Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 49—53.
5. Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. М.: Госгеолтехиздат, 1959, вып. 143. 271 с.
6. Любцов В. В. История исследования органических остатков метасадочных образований Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 121—131.
7. Любцов В. В. Основные этапы седиментации кильдинской серии верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 225—231.
8. Мележик В. А. Первичный состав и условия образования среднепротерозойских метасадочных пород имандра-варзугского комплекса.— В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 18—26.
9. Негруца В. З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1971, с. 153—186.
10. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд. Кольск. фил. АН СССР, 1970, 114 с.
11. Предовский А. А. Черты эволюции состава докембрийских метапелитов восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1976, с. 15—30.
12. Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
13. Ронов А. Б., Ермишчина А. И. Распределение марганца в осадочных породах.— Геохимия, 1959, № 3, с. 206—225.
14. Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ докембрия. М.: Наука, 1975. 193 с.
15. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия. М.: Наука, 1975. 139 с.
16. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.
17. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 195 с.
18. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, и литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.
19. Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание — осадконакопление — метаморфизм.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 21—39.
20. Шуркин К. А., Горлов А. В., Салье М. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Е. А. КУЛИШ

Исследование карбонатных пород докембрия является чрезвычайно важным для реконструкции условий осадконакопления данного периода развития Земли, так как результаты литологического анализа этих «опорных», по А. В. Сидоренко [8], пород дают конкретную и объективную информацию о палеогеологической обстановке, а также об атмосфере, гидросфере и биосфере докембрия.

Дальний Восток СССР известен широким распространением различных раннедокембрийских комплексов [5]. Здесь в той или иной мере развиты мраморизованные известняки, мрамора, карбонатные сланцы, кальцифиры и кальциево-магниево-силикатные породы, представляющие по своей природе первично-осадочные карбонатсодержащие образования. С карбонатными породами докембрия региона связаны месторождения флогопита, графита, хромдиопсидов, апатитов, магнезитов, мраморов и других полезных ископаемых.

Алданский щит является одной из наиболее древнейших структур земной коры. В его пределах выделяются два возрастных комплекса глубокометаморфизованных, гранитизированных и сложно дислоцированных пород: катархейский и нижнеархейский (алданский комплекс). Образования первого слагают разобщенные блоки в западной и юго-западной частях щита и Становой области. К катархею относятся верхнетимтонская серия и залегающая в нижнем структурном этаже (фундаменте) Становой складчатой области курультинская серия, непосредственно примыкающая к алданскому комплексу щита. В курультинской серии мраморы, кальцифиры и диопсид-скаполитовые породы отмечаются крайне редко в виде небольших линз и пластов среди толщи пироксен-роговообманковых гнейсов и сланцев сыгынахской и чайнытской свит. Несколько шире распространены диопсидовые породы. С верхнетимтонской и курультинской сериями Алданского щита сопоставляется могочинская серия Нюкжинской зоны Становой складчатой области, которая характеризуется наличием кальцифиров и мраморов, сочетающихся с диопсидовыми и скаполитовыми породами, амфиболитами, биотитовыми, роговообманковыми, пироксеновыми, высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, кварцитами и др.

Детальный литолого-петрохимический анализ карбонатных пород алданского комплекса позволяет установить их распространенность [4]. Мраморы и кальцифиры в виде пластов, пропластков и линз согласно залегают среди других метаморфизованных осадочных пород и переслаиваются с ними. Среди метаморфических образований алданского комплекса мраморы составляют 1,78%, а кальцифиры — 1,46%, распространенность карбонатных метаморфизованных пород — 3,24%. Значительно более высокие значения распространения карбонатных пород в алданском комплексе (19,7%) приводит Г. Б. Гиммельфарб [2], однако эти данные, очевидно, завышены, что, вероятно, обусловлено несовершенством примененной им методики исследований. Первично-осадочные карбонатсодержащие осадки, впоследствии преобразованные метаморфизмом в известково-магнезиальные силикатные образования, имеют распространенность 2,05%: скаполитовые 0,29%, андрадитовые >0,01%, диопсидовые — 1,32%, диопсид-флогопитовые 0,43%. Доля амфиболитов и пироксенитов 1,11% и 0,07%, из них более половины (0,59%) скорее всего являются метаморфизованными карбонатсодержащими осадочными породами. В настоящее время не установлена доля участия карбо-

натсодержащих осадков в формировании толщ роговообманковых и клинопироксеновых сланцев и гнейсов, распространенность которых составляет 29,86%. Диопсидсодержащие гнейсы и сланцы имеют распространенность 12,90%, амфиболсодержащие — 12,57%, амфибол-диопсидсодержащие — 4,39%. При всех допущениях не менее половины по своей первичной природе являются карбонатсодержащими осадками, т. е. распространенность их 14,93%. Таким образом, в дометаморфической толще алданского комплекса распространенность существенно карбонатных пород составляла 3,24%, силикатно-карбонатных пород — 2,64% и пород, в той или иной мере (1—10%) содержащих карбонат, не менее 14,93%.

Мраморы и кальцифиры распределены в алданском комплексе неравномерно, их количество и соотношение широко варьирует и по площади щита, и по разрезу. Иногда они почти нацело слагают отдельные толщи. Значительная доля участия карбонатных пород в алданском комплексе обусловила его более высокую карбонатность ($\text{CaO}=5,86\%$, $\text{MgO}=3,64\%$, $\text{Ca}:\text{Mg}=1,6$), превосходящую карбонатность других, нижеархейских комплексов мира [4]. Если судить по содержанию CO_2 , то более всего карбонатных пород содержит желтулинская серия ($\text{CO}_2=3,18\%$) и менее всего — верхнетимптонская ($\text{CO}_2<0,1\%$) и тимптонская ($\text{CO}_2=0,6\%$). Содержание CO_2 в породах иенгрской серии составляет 1,08%. Среди свит алданского комплекса наиболее карбонатными являются куренская ($\text{CO}_2=8,73\%$), худурканская ($\text{CO}_2=3,18\%$), так называемые надсутамские свиты ($\text{CO}_2=2,83\%$) и сутамская ($\text{CO}_2=2,38\%$) [4]. На отдельных участках существенно карбонатных куренская свита в районе слияния рек Сутам и Нуям ($\text{CO}_2=11,85\%$), нижняя подсвита сутамской свиты в приустьевой части бассейна р. Гонам ($\text{CO}_2=10,85\%$) и слияния рек Гонам и Сутам ($\text{CO}_2=10,68\%$). Наиболее известковыми являются куренская свита, развитая в районе слияния рек Нуям и Сутам ($\text{CaO}=18,32\%$, $\text{MgO}=1,40\%$), и средняя подсвита федоровской свиты в верховьях рек Малый Нимыр, Леглиер и Хатыми ($\text{CaO}=17,65\%$, $\text{MgO}=7,90\%$). К числу наиболее магниезильных относятся средняя подсвита федоровской свиты района слияния рек Тимптон и Сеймдже ($\text{MgO}=8,71\%$, $\text{CaO}=14,35\%$) и федоровская свита бассейна среднего течения р. Гонам ($\text{MgO}=7,54\%$, $\text{CaO}=12,42\%$).

Проведенные в последнее время структурно-петрологические [1], стратиграфические и литолого-стратиграфические [6] исследования показывают, что существенно карбонатные толщи (федоровская свита и желтулинская серия) слагают второй структурный этаж, залегающий на первом — гнейсово-сланцевом (иенгрская и тимптонская серии). Вместе с тем следует отметить, что отдельные небольшие по мощности залежи карбонатных пород спорадически, но на определенных литолого-стратиграфических уровнях, наблюдаются и в нижней гнейсово-сланцевой толще, а также и в подстилающих образованиях верхнеалданской серии катархея.

Кальцифиры отличаются от мраморов большим содержанием силикатных минералов и большими содержаниями Si, Ti, Al, Fe, Mg, K, Na. В мраморах и кальцифирах отношение Ca к Mg изменяется широко (соответственно 0,7—191,0 и 0,09—174,6), в среднем же для группы мрамор — кальцифир оно составляет 4,5. Отношения Ca к Mg в мраморах и кальцифирах различных стратиграфических подразделений алданского комплекса подвержены широким колебаниям (0,09—1,91) и имеют неупорядоченные минимумы и максимумы [2, 4]. Кстати, такой же характер и такие же величины имеет отношение Ca : Mg и в толщах фанерозоя [7].

В центральной части Становой складчатой области канрайская свита (2100 м), залегающая в середине разреза дамбукинской серии (нижний структурный этаж), характеризуется тем, что прослой мраморов и каль-

цифиров в ней залегают среди пестрой по составу толщи высокоглиноземистых, биотитовых, роговообманковых, пироксеновых гнейсов и сланцев, а также амфиболитов, кварцитов, гранулитов и др. Иктандинская свита (до 2700 м), принадлежащая к верхам джанинской серии Становой складчатой области (нижний архей), представлена пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми сланцами и гнейсами, среди которых залегают линзы мраморов и кальцифиров.

В нижнеархейской омнинской серии (1000 м) Маймаканской зоны юго-востока Сибирской платформы кальцифиры и мраморы с диопсидом, форстеритом и другими минералами приурочены к толще двупироксеновых, роговообманково-двупироксеновых, гранат-двупироксеновых плагиосланцев и плагиогнейсов, высокоглиноземистых пород, гранатовых, силлиманитовых, гиперстен-магнетитовых кварцитов и др.

Охотская серия (7500 м) Охотского массива сложена в верхней части роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, роговообманково-пироксеновыми основными сланцами, содержащими пласти и линзы кварцитов, кальцифиров и эклогитоподобных пород.

Верхнеархейские супракрустальные толщи наиболее широко развиты в Становой складчатой области. Ее нижний этаж (фундамент) сложен породами курультинской и джанинской серий, причем первая относится к катархею, а вторая сопоставляется с алданским комплексом. Верхний структурный этаж представлен верхнеархейским становым комплексом, который в каждой структурной зоне области характеризуется одной серией пород (никиткинская, тунгирская, усть-гилюйская, иликанская, купуринская, удско-майская). Карбонатные глубоко-метаморфизованные породы наблюдаются в ряде стратиграфических подразделений, однако есть свиты, практически нацело лишенные мраморов и кальцифиров, что обусловлено литолого-геотектоническими условиями формирования их исходных образований.

Серии станового комплекса характеризуются крайне слабым развитием карбонатных пород. Стратиграфическое значение мраморы и кальцифиры имеют в джикдалинской (средней) и талгинской (верхней) свитах иликанской серии. Здесь они сочетаются с биотитовыми, роговообманковыми, в меньшей мере гранатовыми, двуслюдянными, дистеновыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами, а также амфиболитами и кварцитами. В купуринской серии мраморы и кальцифиры отмечаются в толщах биотитовых, роговообманковых, двуслюдяных, гранатовых, дистеновых, силлиманитовых гнейсов, сланцев, а также кварцитов и амфиболитов на определенных стратиграфических уровнях нерундинской и марпачинской свит. В удско-майской серии станового комплекса нижняя куманская свита (1200—1500 м) состоит из биотитовых, эпидот-биотитовых гнейсов с прослоями биотит-роговообманковых, гранат-биотитовых, эпидот-диопсид-роговообманковых гнейсов, амфиболитов и кальцифиров. Лавлинская свита (2500—3500 м) представлена биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гнейсами, часто графитсодержащими, амфиболитами с прослоями биотитовых, гранат-биотитовых, эпидот-диопсид-роговообманковых гнейсов и мраморов.

В целом в становом комплексе доля участия мраморов—0,5%, кальцифиров—0,3%. В мраморах и кальцифирах $Ca:Mg=10,0-109,0$, в среднем 3,3. Становой комплекс характеризуется содержанием $CaO-5,83\%$, $MgO-3,46\%$, $Ca:Mg-1,7$.

Батомгская серия верхнего архея Маймаканской зоны юго-востока Сибирской платформы, подразделяемая на свиты, состоит из биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых, клинопироксен-роговообманковых, гранат-биотитовых, силлиманит-биотитовых, гранат-биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев, амфиболитов, мраморов, кальцифиров и железистых кварцитов.

В гонжинской серии (верхний архей) Гонжинского выступа смольнинская свита сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми,

роговообманковыми, клинопироксен-роговообманковыми гнейсами и сланцами, в которых залегают прослои двуслюдяных, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых, гранат-ставролит-биотитовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, диопсидитов и кварцитов.

Иманская серия верхнего архея Ханкайского массива состоит из двух свит. Ружинская свита (более 1000 м), лежащая внизу, представлена мраморами и кальцифирами, содержащими графит, диопсид и другие минералы, переслаивающиеся с биотитовыми, графитовыми, силлиманитовыми, биотит-гранатовыми, клинопироксеновыми, клинопироксен-роговообманковыми, роговообманковыми, местами — гиперстеновыми гнейсами и сланцами, а также с кварцитами, графитистыми кварцитами, диопсидовыми, диопсид-скаполитовыми породами и изредка с существенно графитовыми и дистенсодержащими породами. Минерализация мраморов и кальцифиров очень обильная, кроме кальцита, доломита, графита и диопсида, в них отмечаются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, скаполит, кварц, сфен, апатит, магнетит, флогопит, мусковит, тремолит, роговая обманка, гранат, шпинель и др. Вышележащую матвеевскую свиту (3000—3200 м) слагают биотитовые, гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, сланцы, содержащие горизонты гранатовых, гранат-гиперстен-магнетитовых и фаялитовых кварцитов, графитистых сланцев, мраморов, гиперстеновых и биотитовых гнейсов.

Иманскому (дальнереченскому) комплексу свойственна наиболее высокая распространенность мраморов и кальцифиров (18,6%) среди всех раннедокембрийских комплексов Дальнего Востока. Колебание величин отношения $Ca:Mg$ достигает 0,8—329,3, в среднем — 12,0. Содержание в дальнереченском комплекса CaO составляет 11,00%, MgO — 3,46%, $Ca:Mg$ — 3,2 [5, 6].

В косовской серии верхнего архея Тайгоносского массива мраморы залегают в толще роговообманковых, роговообманково-гранатовых и гранатовых плагиогнейсов.

В ауладжинской серии Омолонского массива (верхний архей) наблюдаются редкие залежи кальцифиров среди двупироксеновых, гиперстеновых роговообманковых, биотитовых, биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов.

Верхняя часть верхнеархейского эскимосского комплекса (лаврентьевская и пенкигнейская серии) мегаритмичного строения характеризуется чередованием вверх по разрезу высокоглиноземистых толщ (переслаивание биотитовых, биотит-роговообманковых, роговообманковых гнейсов и сланцев с прослоями гранат-биотитовых, гиперстен-роговообманковых, гранат-кордиерит-силлиманитовых, двуслюдяных и клинопироксеновых сланцев, амфиболитов и еще более редких графитосодержащих гнейсов) с известковыми толщами (клинопироксеновые сланцы, мраморы, кальцифиры, амфиболиты с редкими прослоями гранат-биотитовых, роговообманково-биотитовых, гранат-ставролитовых и гранат-дистен-биотитовых гнейсов).

Весьма разнообразны карбонатсодержащие породы, развитые в толщах карелия (нижний и средний протерозой) Дальнего Востока СССР.

Амурская серия буренского комплекса карелия Буренского массива состоит из четырех свит: туловчихинской, дичунской, урильской и союзненской. В первых трех мраморы практически отсутствуют, в то время как союзненская свита (1500—2700 м) по своему составу существенно карбонатная и слагается биотитовыми, высокоглиноземистыми и другими сланцами и гнейсами, кварцитами, графитоносными породами, мраморами, кальцифирами, амфиболитами и т. д. В нижнегуджальской свите (1800 м) гуджальской серии буренского комплекса среди биотитовых гнейсов залегают прослои амфиболитов, двуслюдяных гнейсов, мраморов, кальцифиров и невысокоглиноземистых пород. Тастахская

серия (карелий), развитая в северо-восточной части Буреинского массива, подразделяется на три свиты (снизу вверх). В амбардахской (существенно кварцевой) и саганарской (существенно гнейсовой) свитах карбонатные породы практически не распространены. В верхней — лепиканской свите — пласты и линзы различной мощности и протяженности белых, средне- и крупнокристаллических мраморов переслаиваются с биотитовыми, графит-биотитовыми гнейсами и графитовыми сланцами.

В целом в буреинском комплексе мраморы и кальцифиры составляют 6,2%. Вариации Ca:Mg в этих породах варьируют в пределах 0,2—43,6, в среднем 9,0. В карбонатсодержащих породах амурской серии CaO — 5,34%, MgO — 3,25%. Ca:Mg — 1,64 [5, 6].

Субганская серия (карелий) Алданского щита представляет собой толщу переслаивающихся филлитов, слюдяных сланцев, кварцитов, карбонатных и других пород, метаморфизованных в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Карбонатные породы представлены мраморами, мраморизованными известняками, известковистыми песчаниками, песчанстыми известняками и др.

Тургеневская свита (карелий) Ханкайского массива содержит клинопироксен-графитовые и амфиболовые мраморы, залегающие среди биотитовых, биотит-роговообманковых, биотит-силлиманитовых, графитовых, биотит-гранатовых гнейсов и сланцев, а также амфиболитов. Вышележащая сухановская толща (свита) характеризуется тем, что относительно редкие мраморы наблюдаются среди биотитовых, клинопироксеновых, биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, силлиманит-биотитовых гнейсов и сланцев, а также кварцитов.

Мраморы и мраморизованные известняки отмечаются среди разнообразных по составу толщ карельского возраста нельбачанской, биякчанской и желтулакской серий Становой области, нахимовской и татьяновской свит Ханкайского массива и др.

Терехтяхская свита Уядинского поднятия сложена метаморфизованными вулканитами: зелеными, хлоритовыми, серицитовыми сланцами, амфиболитами, а также мраморизованными известняками. Залегающая выше, вероятно, с перерывом в осадконакоплении, уядинская свита представлена слюдяными, гранат-слюдяными, хлоритовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами.

Мраморы и карбонатные составляющие пород раннедокембрийских комплексов Востока СССР в своей основе рассматриваются как хемогенно-органогенные образования, содержащие определенные количества органических веществ. В связи с этим можно сказать, что определенная часть карбонатного вещества мраморов, кальцифиров и апокарбонатных пород обязана своим происхождением жизнедеятельности организмов. Следы жизни (карбонатные останки организмов) в мраморах стерты процессами метаморфизма и в этом отношении было бы полезно изучение графитовых мраморов и изотопного состава элементов этих пород (кислорода, серы и др.).

В процессе литологического анализа карбонатных образований рассматриваемых комплексов установлено, что в дометаморфический период они представляли собой песчанстые, кремнистые, глинистые, доломитовые известняки, известковые доломиты, песчанстые, кремнистые, кремнисто-известковые доломиты, мергели, а местами магнетиты. Широкие вариации величин распространенности карбонатных пород, их состав и соотношения с другими первично-осадочными породами обусловлены различиями в литолого-фациальных условиях накопления карбонатных толщ.

В петрохимическом отношении средние химические составы мраморов и кальцифиров раннедокембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока характеризуются преобладанием в мраморах доли карбонатного вещества и кальция. Содержание титана в мраморах

минимальное, в кальцифирах—0,05—0,41%, марганца же больше в мраморах (0,04—0,28%). Степень окисления железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$) составляет 1,73—5,50, в мраморах она всегда выше, чем в кальцифирах, где эта величина равна 0,68. Следует отметить, что чем моложе комплекс, тем степень окисления железа выше. Так, если для мрамора Алдана эта величина 1,78, а для кальцифира 0,68, то для мрамора бурейского комплекса она равна 5,50, а для кальцифира—3,20. Несомненно, что это связано с режимом кислорода в атмосфере и гидросфере того времени. Отношение $\text{Ca}:\text{Mg}$ в карбонатных породах варьирует от 3,3 до 12,0, наблюдаются более высокие значения этих величин для протерозоя (9,0 и 12,0) по сравнению с археем (3,3 и 4,5), что находится в соответствии с выводами А. Б. Ронова [7]. В целом же отношение накопления кальция и магния в докембрии Дальнего Востока выдержано и равно 1,6—1,7, исключение составляет иманский (дальнереченский) комплекс Ханкайского массива, где это отношение повышается до 3,2. Последнее обусловлено, вероятно, тем, что здесь мы наблюдаем период наибольшего карбонатонакопления в раннем докембрии Востока СССР.

Содержания и соотношения петрогенных и некоторых второстепенных элементов в карбонатных породах дальневосточного докембрия сопоставимы с аналогичными характеристиками толщ фанерозоя.

С карбонатными породами докембрия Востока СССР тесно ассоциируют графит-карбонатные образования и разнообразные графитовые сланцы, гнейсы и существенно графитовые залежи. Особенно широко распространены графитовые залежи на Ханкайском массиве и в союзненской свите Бурейского массива. Это обусловлено прежде всего активным участием продуктов жизнедеятельности организмов в процессе образования карбонатных пород.

Распространенность карбонатных пород в докембрийских комплексах свидетельствует о более интенсивном накоплении их в протерозое (6,2 и 18,6), чем в архее (0,8 и 3,2), хотя в возрастном ряду (3,2; 0,8; 18,6; 6,2) наблюдаются широкие вариации, обусловленные, несомненно, литолого-фациальными и геотектоническими условиями осадконакопления в этих структурах. Влияние этих условий является более доминантным, чем эволюционно-возрастные закономерности.

Распространенность, петрохимический и литологический составы карбонатных пород докембрия Востока СССР показывают, что карбонатонакопление имело место во всех известных раннедокембрийских комплексах этого региона, в том числе и катархейском. Если учесть, что накопление карбонатов на поверхности Земли могло осуществляться в условиях водных бассейнов только при отсутствии в воде и соответственно в атмосфере активных кислот при значениях pH , близких к 7, то становится очевидным, что атмосфера того периода содержала определенное, пусть небольшое (доли процента) количество кислорода. В воде и воздухе отсутствовали действенные количества активных кислот (HCl , H_2SO_4 , H_2S и т. п.), а в атмосфере имелись довольно высокие содержания CO_2 . Такими же показателями характеризуются и воды бассейнов, учитывая их тесное взаимодействие с атмосферой.

В более ранний период, когда атмосфера, вероятно, была бескислородной и она, так же как и гидросфера, была «кислой», отложение карбонатов, как процесс осадконакопления, исключался. В настоящее время такие образования среди супракрустальных толщ Востока СССР пока не обнаружены.

Литологический анализ карбонатных образований докембрия Дальнего Востока свидетельствует о том, что их формирование явилось следствием широких вариаций условий осадконакопления в различных геотектонических обстановках, сопоставимых с условиями и обстановками фанерозоя. Это находится в полном соответствии с теорией А. В. Сидоренко [8, 9 и др.] о едином, закономерно направленном, эволюционном развитии земной коры.

1. Дук В. Л., Кицул А. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии.— В кн.: Структура и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита, Якутск, 1975, с. 5—18.
2. Гиммельфарб Г. Б. Эволюция карбонатонакопления в докембрии Алданского щита.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 36—42.
3. Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 370 с.
4. Кулиш Е. А. Региональная петрохимия и распространенность пород нижнеархейского алданского комплекса.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: Наука, 1976, с. 96—150.
5. Кулиш Е. А. Докембрийский фундамент материковой части Дальнего Востока и его литолого-петрохимический состав.— В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978а, с. 5—11.
6. Кулиш Е. А. Литологическое обоснование стратиграфии нижнеархейских толщ Алданского щита.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978б, с. 34—35.
7. Ронов А. Б. К вопросу о распространенности карбонатных пород.— Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 3, с. 479—482.
8. Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.
9. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.

УДК 551.71 : 552.12

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

П. М. БИЛОНИЖКА, Н. К. ГЕРЕНЧУК, С. Н. ЗУБОВА,
В. П. КИРИЛЮК, В. И. ЛАШМАНОВ, С. С. МАРТЫНОВА

Карбонатные породы в составе докембрийских образований Украинского щита изучаются на протяжении многих десятилетий. К настоящему времени они установлены в составе различных метаморфических комплексов этого региона. Достаточно полное представление о распространении карбонатных пород на Украинском щите можно найти в работе Н. И. Половко и других [5]. Приведенные в ней подробные петрографическая и петрохимическая характеристики карбонатных пород, дополненные монографическим описанием составляющих их минералов [7], могут рассматриваться как сводка современного состояния изученности этих образований в пределах Украинского щита.

Однако в отмеченной выше работе [5] геологическое описание «карбонатных пород, входящих в состав разновозрастных осадочно-вулканогенных комплексов архея и протерозоя» [5, с. 5], приводится без попытки их корреляции, а характеристика вещественного состава дается для петрографически однотипных пород независимо от их возрастной и площадной приуроченности.

Между тем изучение вещественного состава карбонатных пород, располагающихся на различных стратиграфических уровнях, может способствовать созданию унифицированной стратиграфической схемы Украинского щита, а также восстановлению условий и эволюции карбонатного осадконакопления в раннем докембрии. Это особенно важно в связи с тем, что карбонатные образования на щитах часто являются носителями сингенетичных полезных ископаемых и нередко служат коллекторами наложенной рудной и нерудной минерализации.

В этой связи нами начаты работы по минералого-геохимическому изучению карбонатных пород западной части Украинского щита, где известны образования, относящиеся к трем различным формациям

разновозрастных метаморфических комплексов. Две из них — супра-крустальные кальцифир-кристаллосланцевая и мрамор-кальцифировая — относятся к архейскому побужскому комплексу, третья — метаморфизованная известняковая — к нижнепротерозойской радомышльской серии. В составе побужского комплекса кальцифир-кристаллосланцевая формация занимает более низкое стратиграфическое положение по сравнению с мрамор-кальцифировой. Возрастные взаимоотношения этих подразделений и общая характеристика формаций подробно рассмотрены в работе Е. М. Лазько и других [3].

В качестве опорных (эталонных) участков были выбраны следующие: по метаморфизованной известняковой формации — территория правобережья р. Тетерев южнее г. Радомышля, по кальцифир-кристаллосланцевой формации — территория севернее г. Винницы в районе с. Павловка и по мрамор-кальцифировой формации — давно известный выход карбонатных пород в районе пос. Завалье на р. Южный Буг.

Геологические данные указывают на существенные различия карбонатных пород, входящих в состав названных формаций. В кальцифир-кристаллосланцевой формации они представлены сравнительно мало-мощными (от долей метра и нескольких метров до 15—20 м) прослоями среди гиперстенсодержащих гнейсов и основных пироксеновых кристаллических сланцев. Мрамор-кальцифировая формация при мощности 300—700 м практически полностью сложена карбонатными породами и переслаивающимися мраморами и кальцифирами. Мощность метаморфизованной известняковой формации составляет более 2500 м. В ее составе наблюдается ритмичное чередование мраморов, амфибол-пироксен-кальцитовых сланцев и амфибол-пироксеновых сланцев с кальцитом, образующих симметричные (трансгрессивно-регрессивные) ритмы различных порядков от нескольких до десятков и сотен метров.

Несмотря на различия вещественного состава и мощности рассматриваемых формаций, до настоящего времени существует представление о возможной одновозрастности метаморфизованной известняковой и мрамор-кальцифировой формации и принадлежности их к одной исходной. Существующие же различия между ними объясняются в этом случае «степенью метаморфизма»: мрамор-кальцифировая формация относится к побужскому гранулитовому комплексу, в то время как радомышльская серия, в состав которой входит метаморфизованная известняковая формация, характеризуется развитием метаморфических пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Цель наших исследований заключается в том, чтобы, несмотря на разницу в представлениях о возрасте и генезисе рассматриваемых образований, изучить и рассмотреть их состав с точки зрения нахождения корреляционных признаков. Полученные результаты, очевидно, дадут возможность построить генетические модели, расшифровывающие условия формирования этих отложений и их последующие преобразования. В настоящей работе рассматриваются предварительные результаты изучения вещественного состава карбонатных образований, на основе которых делаются выводы о их природе.

Породы кальцифир-кристаллосланцевой формации представлены мраморами и кальцифирами, имеющими качественно однотипный минеральный состав и различающимися лишь по преобладанию карбонатной (мраморы) или силикатной (кальцифиры) составляющей. В них постоянно присутствуют кальцит и диопсид, чаще других скаполит, изредка форстерит, флогопит и волластонит. Породы обычно характеризуются среднезернистой структурой, массивной, грубополосчатой или пятнистой текстурой. Наряду с белыми и серыми разностями встречаются красноватые и зеленоватые разновидности.

В карбонатных породах мрамор-кальцифировой формации по составу карбонатной части выделяются доломитовые, кальцитовые и промежуточные разности. Первые представлены однообразными белыми

и серыми средне-крупнозернистыми и крупнозернистыми мраморами, практически не содержащими силикатов. Кальцитсодержащие разновидности — это преимущественно среднезернистые оливиновые мраморы и кальцифиры, в которых в качестве примеси встречается флогопит, диопсид и графит. При четком полосчатом чередовании кальцитовых и доломитовых разностей в разрезе, иногда напоминающем ритмичное, внутри слоев сохраняется массивная текстура.

Впервые на преимущественно доломитовый состав пород, развитых в районе пос. Завалье и относимых нами к мрамор-кальцифировой формации, обратил внимание Л. Г. Ткачук (9). Э. Б. Наливкина [4] использовала этот признак при разделении карбонатных пород, входящих в состав свиты пироксен-плагноклазовых гнейсов (кальцифир-кристаллосланцевая формация), и пород, слагающих тетерево-бугскую свиту в ее бугской (завальевской) части.

Интересные заключения по результатам минералогического изучения карбонатных пород мрамор-кальцифировой формации и статистической обработки большого числа химических анализов сделал В. В. Смирный [8]. Во всех разновидностях карбонатных пород установлено постоянное, почти «доломитовое» отношение окислов кальция и магния (31,09:21,22 — в вес. колич. и 1:1 — в мол. колич.). Наблюдается закономерное уменьшение содержания доломита в породе по мере увеличения роли силикатов (форстерита, шпинели, флогопита). Это приводит к тому, что в кальцифирах мрамор-кальцифировой формации кальцит является преобладающим или единственным карбонатным минералом.

Карбонатные породы метаморфизованной известняковой формации представлены мраморами, силикатно-карбонатными и известково-силикатными сланцами. Они отличаются от вышеописанных преобладанием мелкозернистых разностей; среднезернистые породы представлены обычно только чистыми мраморами. Породы белые, серые и зеленовато-серые, полосчатые. Полосчатость становится более отчетливой по мере потемнения пород в связи с увеличением некарбонатных минералов. Среди последних устанавливаются как метаморфогенные силикаты (роговая обманка, диопсид, биотит, скаполит), так и реликтовые обломочные минералы (кварц, полевые шпаты), определяющие наличие бластоалевритовых и бластосаммитовых структур. Силикатные минералы обычно мелкозернистые (менее 1 мм), часто неравномерно (полосчато) распределены в породах.

Отличия в минеральном составе пород всех трех формаций выражаются в особенностях их химизма. Если молекулярное отношение окислов кальция и магния в породах мрамор-кальцифировой формации определено как 1:1, то в породах кальцифир-кристаллосланцевой оно составляет в среднем 4,6:1, а в метаморфизованной известняковой — 10,6:1. При этом две первые оказываются близкими по соотношению окислов магния и железа (2,1:1 — в мрамор-кальцифировой и 2,5:1 — в кальцифир-кристаллосланцевой) и заметно отличаются от метаморфизованной известняковой формации (0,8:1).

На диаграмме видны существенные отличия пород различных формаций по содержанию глинозема в кальцифирах, максимальное количество которого установлено в метаизвестняковой формации, очевидно, за счет песчано-глинистой части исходных пород (см. рисунок).

Особенности химизма карбонатных пород обусловили не только различия в минеральном составе, но и некоторые отличительные особенности самих пороодообразующих минералов. Так, например, содержание $MgCO_3$ в кальците составляет 0—2% в метаморфизованной известняковой и кальцифир-кристаллосланцевой формациях и 8—14% — в кальците мрамор-кальцифировой формации, что находится в прямой зависимости от содержания магния в породе.

Изучение состава тяжелой фракции карбонатных пород показывает, что отдельные акцессорные минералы могут быть использованы в

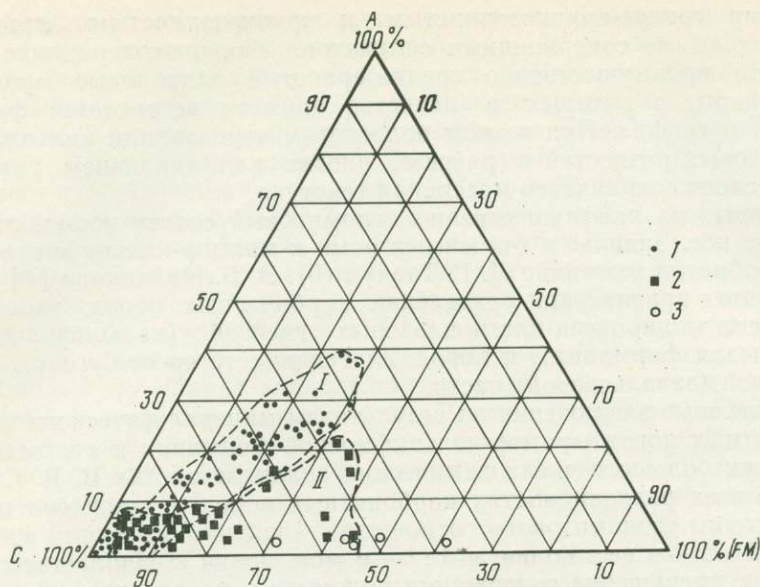


Рис. 1. Диаграмма химических составов карбонатных пород докембрийских формаций в пересчете на химические коэффициенты, по Н. П. Семененко [6]

1—3 — формации: 1 — метанизвестняковая; 2 — кальцифир-кристаллосланцевая; 3 — мрамор-кальцифировая; I—II — поле карбонатных пород формаций: I — метаморфизованной известняковой, II — кальцифир-кристаллосланцевой

качестве хорошего диагностического и корреляционного признака (табл. 1). В их числе можно назвать магнетит, содержащийся только в породах мрамор-кальцифировой формации, циркон, обнаруженный только в образованиях кальцифир-кристаллосланцевой формации и т. д.

Таблица 1. Содержание некоторых аксессуарных минералов в карбонатных породах докембрийских формаций западной части Украинского щита *

Минерал	Формация					
	метаморфизованная известняковая (22 пробы)		мрамор-кальцифировая (26 проб)		кальцифир-кристаллосланцевая (28 проб)	
	1	2	1	2	1	2
Сфен	95	Ед. зн. — 20	4	Ед. зн.	82	Ед. зн. — 15
Апатит	95	Ед. зн. — 25	11,4	Ед. зн.	50	Ед. зн. — 10
Шпинель	—	—	92	Ед. зн. — 75	43	Ед. зн. — 15
Турмалин	45	Ед. зн. — 7	—	—	28,5	Ед. зн.
Циркон	—	—	—	—	25	Ед. зн. — 1,5
Магнетит	—	—	85	Ед. зн. — 70	—	—

Примечание: 1 — частота встречаемости, %; 2 — количество минерала в тяжелой фракции, %.

* В составе тяжелой фракции установлены также рутил, лейкоксен, пирит, пирротин, ильменит.

При сравнении состава аксессуарных минералов отдельно взятой породы с приведенной в табл. 1 минералогической характеристикой пород трех формаций (для установления ее формационной принадлежности или с целью стратиграфической корреляции) представляется удобным разделение сведений о составе минералов на три группы признаков, как это показано в табл. 2. Основным признаком считается наличие в карбонатных породах одной из формаций какого-либо минерала, отсутствующего в двух других формациях. В качестве вспомогательного признака может быть использовано отсутствие минерала в

Таблица 2. Корреляционные (диагностические) минералогические признаки карбонатных пород докембрийских формаций западной части Украинского щита

Признаки	Формация		
	метаморфизованная известняковая	мрамор-кальцифировая	кальцифир-кристаллосланцевая
Основные		Присутствие магнетита и нередко его высокие содержания	Присутствие циркона
Вспомогательные	Отсутствие шпинели	Отсутствие турмалина Отсутствие циркона	
Необходимые сопутствующие	Обязательно присутствие сфена и апатита Отсутствие магнетита	Присутствие шпинели	Присутствие сфена и частая встречаемость апатита Отсутствие магнетита

одной формации при его постоянной или частой встречаемости в двух других. Наконец, следует иметь в виду наличие необходимых сопутствующих признаков, таких как присутствие (или отсутствие) некоторых минералов, характерное для двух из сравниваемых формаций.

Таким необходимым сопутствующим признаком для мрамор-кальцифировой формации является, в частности, присутствие шпинели, почти повсеместно распространенной в составе слагающих ее пород. При этом шпинель часто встречается и в образованиях кальцифир-кристаллосланцевой формации. Однако различия между шпинелями настолько отчетливы, что они сами могут использоваться в качестве корреляционного признака. Шпинель кальцифир-кристаллосланцевой формации образует бесцветные, розовато-серые, редко голубоватые и фиолетовые зерна с показателем преломления 1,710—1,720. Тот же минерал в составе мрамор-кальцифировой формации окрашен в зеленый цвет, изменяющийся от светло-зеленого до темно-зеленого почти черного. Показатель преломления значительно выше и составляет от 1,734 (бледно-зеленая шпинель) до 1,767— (темно-зеленая).

Об отличиях между карбонатными породами различных формаций можно судить также по содержанию элементов-примесей (табл. 3). Для сравнения отобраны наиболее распространенные элементы, среди которых, в свою очередь, резко выделяются стронций, барий и марганец. По их содержанию породы метаморфизованной известняковой и кальцифир-кристаллосланцевой формаций близки между собой, но резко отличаются от пород мрамор-кальцифировой формации. В составе последних постоянно обнаруживается повышенное содержание марганца и пониженное — стронция и бария. Содержание титана, ванадия, хрома, меди в карбонатных породах мрамор-кальцифировой формации также систематически ниже минимума на порядок. Относительная бедность кальцифир-кристаллосланцевой формации всеми компонентами-примесями, кроме марганца, особенно наглядно видна при сравнении их содержаний в карбонатной и некарбонатной частях пород из различных формаций (табл. 4).

Приведенные данные указывают на различия между карбонатными породами разных формаций по их химическому и минеральному составу, а также по содержанию в породах элементов-примесей. Если отмеченные особенности несут устойчивый площадной характер, то их можно использовать для установления формационной принадлежности и внутрирегиональной стратиграфической корреляции. Это особенно важно в условиях ограниченной обнаженности территории Украинского щита.

Таблица 3. Содержание некоторых элементов-примесей (в вес. %) в карбонатных породах докембрийских формаций западной части Украинского щита

Элементы	Кальцифиры и карбонатсодержащие сланцы			Мраморы		
	от	до	среднее	от	до	среднее
Метаморфизованная известняковая формация						
Sr	0,03	0,3	0,11	0,1	0,3	0,23
Ba	Сл.	0,3	0,034	0,003	0,05	0,009
Mn	0,003	0,03	0,015	0,001	0,03	0,008
Ti	0,001	0,1	0,048	0,0003	0,1	0,014
V	0,0003	0,1	0,007	0,0003	0,01	0,0017
Cr	0,0007	0,02	0,0065	0,0005	0,02	0,0035
Cu	0,0003	0,01	0,0012	0,0003	0,01	0,001
Мрамор-кальцифировая формация						
Sr	0,001	0,01	0,005	0,003	0,003	0,003
Ba	Сл.	0,01	—	Сл.	Сл.	—
Mn	0,3	0,5	0,42	0,5	0,5	0,5
Ti	0,001	0,01	0,002	Сл.	0,002	0,0015
V	—	0,001	0,0003	—	0,0005	—
Cr	—	0,001	0,0005	—	0,0004	—
Cu	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
Кальцифир-кристаллосланцевая формация						
Sr	0,05	0,3	0,13	0,03	0,03	0,128
Ba	Сл.	0,1	0,015	Сл.	0,03	0,008
Mn	0,007	0,3	0,06	0,01	0,3	0,062
Ti	0,001	0,1	0,014	0,001	0,01	0,0066
V	0,0003	0,012	0,002	0,0003	0,005	0,0015
Cr	0,0007	0,032	0,005	Сл.	0,01	0,003
Cu	0,0001	0,01	0,0015	0,0003	0,01	0,0014

Таблица 4. Распределение некоторых элементов-примесей в карбонатных породах докембрийских формаций западной части Украинского щита (в %)

Элементы	Метаморфизованная известняковая формация (среднее из 12 проб)			Мрамор-кальцифировая формация (среднее из 6 проб)			Кальцифир-кристаллосланцевая формация (среднее из 9 проб)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Sr	0,232	0,0125	0,242	0,0025	—	0,0028	0,233	0,008	0,255
Ba	0,01	0,04	0,0018	0,002	0,0008	0,0015	0,012	0,029	0,008
Mn	0,022	0,0067	0,033	0,45	0,116	0,6	0,039	0,013	0,035
Ni	0,002	0,0035	0,0003	0,0001	0,0003	—	0,0009	0,011	0,0002
Cr	0,007	0,011	0,003	0,0016	0,0008	0,0001	0,004	0,005	0,0004
V	0,0057	0,014	0,0003	0,0002	0,0005	—	0,0017	0,003	—
Cu	0,0088	0,019	0,002	0,0003	0,0005	0,0002	0,0024	0,006	0,0004
Ti	0,065	0,175	0,0005	0,0024	0,0027	0,0004	0,0176	0,045	0,0005

Примечание. 1 — содержание в валсовых пробах; 2 — содержание в нерастворимом остатке; 3 — содержание в сухом остатке выпаренной растворимой части.

Изучение вещественного состава карбонатных пород разновозрастных докембрийских формаций показало, что резкие различия в их химическом и минеральном составе не могут быть объяснены только различиями в «степени метаморфизма», в частности, нет оснований для отнесения метаизвестняковой радомышльской формации и кальцифир-кристаллосланцевой формации к одному исходному формационному типу.

Вопросы исходной природы формаций требуют дальнейшего изучения, поскольку в настоящее время они решаются лишь в самом общем виде. К ним, в частности, трудно применимы некоторые геохимические

критерии, такие, как содержание марганца, стронция, бария и стронций-бариевое отношение [2], дающие противоречивые результаты.

На основании геологических, петрохимических и петрографических данных надежнее всего определяется исходная природа карбонатных пород наиболее молодой в районе нижнепротерозойской метаморфизованной известняковой формации, сложенной известняками с примесью терригенного и глинистого материала. По особенностям строения этой формации и соотношению ее с соседней формацией [3] условия возникновения этих пород определяются как геосинклинальные.

Допуская осадочное происхождение архейской мрамор-кальцифировой формации, можно предположить, что исходными породами служили чистые доломиты, преобразованные в доломитовые мраморы, и доломиты, накопившиеся одновременно с кремнистыми, скорее всего хемогенным материалом, из которых возникли форстеритовые доломит-кальцитовые мраморы и кальцитовые кальцифиры. Среда осадконакопления представляется «стерильной» в отношении большинства малых компонентов, кроме марганца. Все это указывает на своеобразие условий седиментации этих пород, не повторявшихся в более молодых разрезах.

Что касается карбонатных образований, входящих в состав наиболее древней из рассматриваемых — кальцифир-кристаллосланцевой формации, то их осадочная природа, несмотря на сходство состава с осадочными породами, весьма сомнительна. Они ассоциируют только с гиперстенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами и не встречаются в выше- и нижележащих формациях, где развиты глиноземистые гранатсодержащие породы. Тела, образованные карбонатными породами, имеют, как уже отмечалось, небольшие размеры, а сами породы характеризуются пестротой облика. Интересно отметить, что в составе карбонатных пород кальцифир-кристаллосланцевой формации достаточно часто встречается циркон. В то же время в метаморфизованной известняковой формации, где карбонатные породы содержат примесь терригенного материала и наличие обломочного циркона вполне возможно, этот минерал не обнаружен. Это дает основание предполагать глубинную природу циркона и вмещающих его пород. В этой связи заслуживает внимания повышенное содержание редких земель в отдельных образцах карбонатных пород кальцифир-кристаллосланцевой формации, что является одной из специфических особенностей эндогенных карбонатов [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гиммельфарб Г. Б., Белоножко Л. Б., Зайцев А. Г. Геохимические особенности эндогенных и эндогенных карбонатных пород как критерии их отличия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 97—98.
2. Зайцев А. Г. Геохимические признаки условий седиментации карбонатных отложений в докембрии.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 46—53.
3. Лазько Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
4. Наливкина Э. Б. Мраморы Украины и их значение для расчленения архейской гнейсовой серии.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 27, с. 3—13.
5. Половко Н. И., Сироштан Р. И., Бондарева Н. М. и др. Карбонатные породы Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975. 151 с.
6. Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев: Наукова думка, 1966. 298 с.
7. Сироштан Р. И., Половко Н. И., Бондарева Н. М. и др. Минералы карбонатных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1976. 160 с.
8. Смирный В. В. Закономерности минерального состава мраморов и кальцифиров тетерево-бужской свиты (Украины).— В кн.: Материалы по петрографии и геологии месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1968, с. 179—190. (Сб. ВСЕГЕИ. Нов. сер., Т. 121, вып. 1).
9. Ткачук Л. Г. Гайворон-Завальский комплекс чарнокіто-норитових порід і зв'язані з ними хроміти. Київ; Вид-во АН УРСР, 1940. 93 с.
10. Уолф К. Х., Истон А. Дж., Уорн С. Методы исследования карбонатных скелетов, минералов и горных пород.— В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1971, т. 2, с. 189—261.

ОСНОВНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И ОЦЕНКА КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В. В. ЗАКРУТКИН

Исследование древнего карбонатообразования является, пожалуй, одним из тех краеугольных камней, на которых базируются не только общая теория литогенеза для раннего докембрия, но и другие важнейшие аспекты изучения древнейших этапов истории планеты: состав атмосферы, солевой состав океана, расшифровка фациальных обстановок, вопросы палеогеографии и многие другие. В связи с этим количественные оценки роли карбонатных пород в разрезах раннего докембрия приобретают особый интерес.

Однако в большинстве работ, посвященных этому вопросу, приводимые цифры распространенности карбонатов оказываются существенно заниженными. Первопричина этого кроется в том, что из всего разнообразия карбонатных пород оценивается распространенность только их чистых разновидностей, не содержащих примесей: мраморов, доломитовых мраморов, доломитов и иногда кальцифиров. В группу древнейших карбонатных образований не попадают такие существенно карбонатные породы, как мергели (которые включаются в эту группу для фанерозоя), не говоря уже о породах, содержащих карбонатные минералы в меньших, но все же существенных количествах (например, глинистые мергели).

Это вряд ли правомочно, если учесть тот факт, что в раннем докембрии высокая степень дифференциации осадочного вещества вообще имела место не столь часто, как в более поздние периоды направленной эволюции состава земной коры. Поэтому, коль речь идет о карбонатообразовании как о процессе (а не о распространенности только мраморов), следует принимать во внимание не только чисто карбонатные породы, но и такие, в которых карбонатное вещество содержится в менее значительных количествах.

Если учесть значительную распространенность мергелистых пород, на один—два порядка превышающую распространенность мраморов, что будет показано ниже, то даже с учетом более низкого содержания в них карбонатов общая цифра распространенности последних должна резко возрасти. Вместе с тем ни в одной количественной оценке древнейшего карбонатообразования мергели не фигурируют.

По-видимому, исключение глинисто-карбонатных пород из общих оценок объясняется неясностью состава пород, в которые они превращаются при региональном метаморфизме амфиболитовой и гранулитовой фаций и как следствие этого большими трудностями в установлении первичной природы метаморфитов этих фаций. Эти трудности усугубляются еще и тем, что глинисто-карбонатные породы при метаморфизме в отличие от мраморов теряют свою карбонатную составляющую в процессе разложения кальцита и выноса CO_2 из системы [7]. Таким образом, их метаморфические производные вообще не содержат карбонатных минералов. Факт разложения при метаморфизме мергелей со всей очевидностью подтвержден экспериментами Ж. Виара и Г. Сабатье [1]. Ими показано, что даже при сравнительно низких $P-T$ (температура $400-600^\circ$ и давление — сотни бар) природный мергель (глина кейпера) дает ассоциацию плагиоклаз + пироксен + амфибол, не содержащую ни кальцита, ни доломита, хотя в исходной монтмориллонит-доломитовой породе содержание карбоната доходит до 70%. Неоспоримым подтверждением эксперимента является повсеместное отсутствие карбонатов в докембрийских основных метаморфитах амфи-

болитовой и гранулитовой фаций, которые являются метаморфическими производными мергелей [3]. Нельзя не обратить также внимания на то, что среди глубокометаморфизованных пород кальцифиры с содержанием силикатных минералов более 50% представляют исключительную редкость. В тех же случаях, когда таковые отмечаются, они несут следы отчетливого привноса кремнекислоты, за счет чего и возникают метасоматическим путем цветные минералы.

Убедительные факты потери углекислоты карбонатными глинами при метаморфизме приведены О. М. Розеном, Г. Б. Гиммельфарбом и В. А. Теняковым [4].

Таким образом, рассмотренные факты красноречиво свидетельствуют в пользу того, что глинисто-карбонатные осадки (мергели, глинистые мергели и карбонатные глины) не сохраняют при метаморфизме целиком своей карбонатной составляющей, консервируя лишь ее катионную часть.

Как показано в последние годы рядом исследователей, основные бескарбонатные кристаллические парасланцы (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, диопсидовые, диопсид-скаполитовые и разнообразные амфиболиты) разных степеней метаморфизма содержали в своем исходном составе значительные количества карбонатного материала. По нашим подсчетам, проведенным в массовых количествах для основных метаморфитов чарнокитовых серий мира [3], в их первичном составе содержалось до 50% карбонатов. Следовательно, эти породы соответствовали глинистым мергелям и мергелям. Средние же метаморфиты, имеющие состав близкий к диориту, приближались по дометаморфическому составу к карбонатным глинам, содержавшим карбонаты в количестве до 20%.

При подсчетах распространенности метаморфических пород докембрия в основу их разделения берется современный минеральный состав, а не дометаморфический. Если такой подход справедлив для пород, у которых современный и первичный минеральные составы более или менее близки (например, кварциты, мраморы и другие), то для мергелистых пород он представляется сомнительным и не способствует выявлению распространенности первичных осадков. Поэтому по известным обстоятельным сводкам нельзя составить даже приближенного представления о распространенности в архее метаморфических пород, возникших в результате метаморфизма мергелистых образований, так как они оказываются распределенными по различным группам метаморфитов. Вместе с тем в главнейших разрезах архея СССР, которые многие авторы считают стратотипами, роль кристаллических сланцев и амфиболитов трудно переоценить (см. таблицу).

Анализ данных, приведенных в таблице, позволяет сделать следующие выводы.

1. Мергелистые породы, превращенные в различные кристаллические сланцы, играют существенную, а в ряде случаев — доминирующую роль в архейских разрезах.

2. Распространенность смешанных карбонатно-глинистых образований намного превышает распространенность чистых карбонатных пород.

3. Игнорирование кристаллических сланцев (мергелей) приводит к резкому принижению роли процесса карбонатообразования в докембрии и, в частности в раннем докембрии.

Учитывая приведенные факты, следует подвергнуть сомнению бытующий в некоторых работах вывод о том, что характерной чертой осадконакопления в раннем докембрии является отсутствие карбонатов или, по крайней мере, угнетенный режим карбонатообразования. По-видимому, правильнее говорить не об угнетенном режиме карбонатообразования, а о его рассеянном характере. Это проявляется, как известно, в пониженной распространенности чисто карбонатных пород

Распространенность основных кристаллических сланцев в некоторых архейских разрезах (в объемн. %)

Щит, серия	Основные чарнокиты и амфиболиты	В том числе параметаморфиты	Литературный источник
Анабарский щит			
Далдынская серия	41	19	[3]
Верхне-анабарская серия	14	11	
Хапчанская серия	16	12	
Алданский щит			
Иенгская серия	37,0		[2]
Тимптонская серия	79,1		
Джелтулинская серия	51,4		
Украинский щит			
Побужская серия	14	6	[3]
Балтийский щит			
Свита Полмос (юго-западное крыло синклино-рия)	21,3	21,3	[8]

(известняков, мраморов, доломитов) и в очень широкой распространенности смешанных терригенно-карбонатных образований, превращенных в результате метаморфизма в разнообразные мезо- и меланократовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, основные чарнокиты.

В целом создается парадоксальное положение: системы измерения карбонатообразования в раннем докембрии, с одной стороны, и в позднем докембрии и фанерозое — с другой оказываются различными. Для всего фанерозоя и для отдельных его систем при подсчете карбонатных пород учитываются не только известняки (доломиты), но и мергели [5].

Для раннего же докембрия в расчет принимаются лишь мраморы и кальцифиры, а мергели, не сохраняющиеся при метаморфизме, в оценку распространенности карбонатных пород не входят [6]. Игнорирование кристаллических парасланцев (мергелей) приводит к искажению цифр встречаемости этих пород, достигающему нередко значительных величин. Нельзя не согласиться в этом плане с мнением А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (6) о том, что оценки распространенности амфиболитов, как правило, оказываются заниженными. Разнообразные по составу метаморфиты, возникшие в результате метаморфизма мергелей и карбонатно-глинистых осадков, рассредотачиваются авторами по разным группам некарбонатных пород, в результате чего искажаются цифры распространенности не только карбонатов, но и других групп пород.

По-видимому, следует подвергнуть сомнению сам принцип оценки распространенности метаморфитов по группам метаморфических пород. Очевидно, уже возможно хотя бы в первом приближении оценивать не распространенность гнейсов, сланцев и других метаморфитов, а «снятая» метаморфизм, давать оценку распространенности дометаморфических образований, в том числе и карбонатных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виар Ж., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 136—143.
2. Гиммельфарб Г. Б. Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 167—180.
3. Закруткин В. В. Первичная природа основных параметаморфитов чарнокитовых серий. — Там же, кн. 2, с. 99—103.

4. Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. Пересчеты химических анализов метаморфических пород и некоторые вопросы регионального метаморфизма.— Там же, 1971, вып. 3, с. 32—44.
5. Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 256—343.
6. Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4, с. 403—409.
7. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В. и др. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907—909.
8. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. Пара- и орто-амфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 209 с.

УДК 56 : 551.72(477)

РОЛЬ ОРГАНИЗМОВ В ФОРМИРОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ КРИВОРОЖЬЯ

Г. И. КАЛЯЕВ, А. М. СНЕЖКО, И. П. ЛУГОВАЯ

Среди первично-осадочных пород докембрия Украинского щита особая роль принадлежит породам, богатым углеродом. Возраст этих пород (1900—1700 млн. лет), а также присутствие в них комплекса микрофитофоссилий и микрофитолитов позволяют отнести их к среднему протерозою. Углеродистые толщи входят в состав посленнверсионной серии, носящей местные наименования фрунзенская (стратотип) и родионовская. Породы первой серии, относящиеся к зеленосланцевой фации метаморфизма, распространены в пределах Криворожско-Кременчугской зоны, вторая серия, представленная породами амфиболитовой фации, приурочена к Западно-Ингулецкой зоне.

Обе эти зоны находятся в центральной части Украинского щита, в краевых частях двух смежных геоблоков — Кировоградского и Приднепровского. Среди углеродистых пород наибольшее значение имеют графитовые сланцы, графитовые гнейсы и карбонатные породы. В Криворожском синклинории графитовые черные сланцы образуют толщу мощностью до 500 м. Их метаморфические аналоги в виде графитовых гнейсов характерны для зон высокотемпературного метаморфизма, однако здесь они менее изучены, хотя и образуют месторождения графита — Петровское, Завальевское и др. Кроме того, графитовые сланцы и гнейсы встречаются спорадически в Белоцерковско-Одесском, Приазовском и Волинском блоках.

Карбонатные породы также широко распространены, обычно они ассоциируют с графитовыми породами. В Криворожской зоне мощность их достигает 600 м. Карбонатные породы представлены в основном мраморами. По минеральному составу среди мраморов выделяются доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и чисто доломитовые разновидности с незначительной примесью кварца, слюд, сульфидов и графитита. Участками примесь кварца значительна, что приводит к образованию кварц-карбонатной породы с очковой структурой. Для Западно-Ингулецкой полосы, где степень метаморфизма пород выше, среди карбонатных пород появляются примеси, представленные флогопитом, тремолитом, пироксеном, графитом, кварцем, хлоритом, биотитом, составляющими до 20—30% объема породы. Среди карбонатных пород Криворожья выделяется графитсодержащие доломитовые мраморы со своеобразной микроструктурой, напоминающей структуру биогенных известняков фанерозоя. Они наблюдаются в гальке конгломератов, залегающих выше карбонатной толщи, и названы нами водорослевыми доломитами. Структура этих водорослевых доломитов характеризуется чередованием тонких и мощных слоев, для которых характерна извилистая, столбчатая микроструктура, иногда с включениями разнообразных

округлых и овальных форм карбонат-графититового состава, вероятно, водорослевого происхождения. Кроме того, в гальке конгломератов верхней свиты криворожской серии обнаружена графитит-карбонатная порода, на 60—80% состоящая из онколитов.

В совокупности толщи существенно графититовых и карбонатных пород образуют два формационных типа — углисто-терригенную и аполагунную формации. Вместе с перекрывающей их молассовой формацией они фиксируют положение передового прогиба в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога.

Генезис карбонатных пород Криворожья большинство исследователей [3, 5] связывают с хемогенным отложением карбоната в полузамкнутых, типа лагун, бассейнах. В то же время высказывалось и предположение [2], что карбонатные породы данного региона являются рифовыми образованиями.

Систематические исследования органики карбонатных и графитовых пород Криворожья в последние годы выполнялись А. М. Снежко [4, 7, 8]. Палеонтологические и палеопалинологические методы исследований карбонатных пород Криворожского и Западно-Ингулецкого районов позволили обнаружить в них остатки простейших микроорганизмов. Они представлены синезелеными водорослями, продуктами их жизнедеятельности — онколитами, катаграфиями и строматолитоподобными образованиями, игравшими роль породообразователей, органическими пленками и в незначительном количестве простейшими сфероморфидами. Доминирующими являются синезеленые водоросли, которые выявлены в шлифах и в препаратах (после химической обработки пород). Синезеленые водоросли, обнаруженные в шлифах, представлены *Corycium oligo merum* Bielokrys et Mordovez, *Protospira Strygini* Vologdin, *Rotundulis praeulgida* Snezhko, *Oscillatorites* sp. Они наблюдаются в виде нитей (*Protospira Strygini* Vologdin, *Oscillatorites* sp.), шаровидных колоний (*Rotundulis praeulgida* Snezhko) и сложных однокамерных или двух-трехкамерных форм (*Corycium oligomerum* Bielokrys et Mordovez). Органическое вещество в них углефицировано до графита.

Микрофоссилии, выявленные после мацерации пород, представлены синезелеными водорослями семейства *Oscillatoriaceae* Elenk. и *Revulariaceae* Elenk., среди которых описано шесть новых видов, относящихся к пяти родам, а также сфероморфидами, в основном простейшими формами рода *Protospheridium* Tim., силуэтными формами и органическими пленками (*Contextus* Andr. и *Zaminarites*).

При изучении карбонатных пород, наряду с палеонтологическими и палеопалинологическими методами, проводились люминесцентно-битуминологические, геохимические и изотопные исследования.

Люминесцентно-битуминологический анализ показал повышенную частоту встречаемости битумоидов (маслянистый битум «А») в графитит-карбонатной породе, содержащей остатки синезеленых водорослей и микрофитолитов, по сравнению с породой аналогичного минерального состава, но не содержащей органических остатков. В мраморах частота встречаемости битумоидов уменьшается с появлением примесей кварца, амфиболов и пироксенов. А так как примеси амфибола и пироксена характерны для более метаморфизованных разновидностей мраморов, то, следовательно, с увеличением степени метаморфизма пород падает частота встречаемости битумоидов. Таким образом, результаты люминесцентно-битуминологических исследований показали, что и в метаморфизованных карбонатных породах присутствует рассеянное сингенетическое битуминозное вещество.

Химический метод заключается в определении форм вхождения углерода в породе, где составляющие углерода находятся в следующей зависимости: $C_{\text{общ}} = C_{\text{карб}} + C_{\text{граф}} + C_{\text{кал}}.$ Под термином кахигеновый, согласно Н. Б. Вассоевичу [1971], подразумевается связанная часть углерода (углеводороды и их производные). Анализ данных о содержа-

Таблица 1. Содержание углерода в карбонатных породах Криворожского синклиниория

Порода	Среднее содержание углерода, вес. %			
	Собщ	Сграф	Сках	Скарб
Графитит-карбонатная с органическими остатками	10,23	2,21	0,6	7,31
Та же, без органики	9,7	1,32	0,07	8,16
Кальцито-доломитовый мрамор	10,36	0,37	0,05	9,97
Амфибол-карбонатная	8,96	0,39	0,03	8,54

нии углерода по различным формам его вхождения в карбонатных породах верхних свит криворожской и ингулецкой серий (табл. 1) показывает, что практически во всех исследованных породах обнаружены углеводороды. По-видимому, в процессе метаморфизма не все органическое вещество перешло в конечный продукт углефикации — графит, но и сохранилось в виде углеводородов. Такой вывод подтверждается повышенным содержанием кахигеновой составляющей углерода в породе, обогащенной органическими остатками. Для этих же пород отмечена и повышенная частота встречаемости битумоидов.

Представляет интерес изучение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных породах. Изотопный анализ углерода из графитов карбонатной породы, содержащей остатки *Corycium oligo megum Bielokrys et Mordovez*, а также микрофитолитов и строматолитоподобной породы показал, что соотношения тяжелого и легкого стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-12,6$ до $-18,5\%$ по отношению PDB) находятся в пределах свойственных значениям углерода морских растений. Исследования выполнены в лабораториях Института нефтяной и газовой промышленности им. Губкина и Института геохимии и физики минералов АН УССР. Полученные результаты находятся в полном соответствии с данными других авторов [5], указывающих на биогенное происхождение графитового вещества в метаморфических породах.

Влияние органического вещества на изотопный состав кислорода в литературе не рассматривалось. Ниже приведены данные, указывающие на облегчение значений $\delta^{18}\text{O}$ с появлением органического вещества в карбонатной породе.

При изучении изотопного состава кислорода и углерода из доломитов карбонатных пород, содержащих остатки ископаемых организмов, следует учитывать, что наряду с карбонатом биогенного происхождения, образованного благодаря способности синезеленых водорослей отлагать углекислый кальций в слизистой массе влагалища, происходило и химическое осаждение карбоната, чему способствовали также синезеленые водоросли. Трудность заключается в механическом разделении органогенного карбоната от хемогенного, обычно цементирующего органогенный материал. Как правило, полное разделение этих фракций не удается и изотопный состав характеризует породу смешанного генезиса.

Для изотопных исследований были отобраны образцы доломитовых мраморов, графитит-карбонатной породы и водорослевых доломитов из Саксаганской и Западно-Ингулецкой зон Криворожского синклиниория. Проведенные исследования показали следующее.

Мраморы, не содержащие органических остатков, имеют самое высокое содержание изотопа ^{18}O (результаты анализов изотопного состава кислорода приведены к стандарту SMOW). Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ ($19-24,4\%$) в доломитах и кальцитах мраморов характерен для осадочно-метаморфических карбонатных пород докембрия.

Доломитовые мраморы, содержащие остатки нефосилизированных синезеленых водорослей и органические пленки, обеднены изотопом ^{18}O (варьирует от 16,1 до 16,9‰).

Графитсодержащие мраморы (водорослевый доломит) и графит-карбонатная порода (корициумсодержащая, онколитовая и строматолитоподобная) характеризуются довольно низкими значениями соотношения тяжелого и легкого изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ 18,0—7,0‰). Причем более легкий состав кислорода характерен для внутренних полостей *Coquium oligo megum Bielokrys et Morgovez* и графит-карбонатных столбиков из строматолитоподобной породы, где значения $\delta^{18}\text{O}$ находятся в пределах 7,0—12,3‰.

Кроме того, отмечено, что в породе одного и того же минерального состава, но содержащей органические остатки в разном количестве, наблюдаются и разные значения соотношений тяжелого и легкого изотопов кислорода (табл. 2). В этих породах наблюдается четкое умень-

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатных породах Криворожского синклиория

Порода	Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, объем. %	Среднее значение, ‰	
		$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
Доломитовый мрамор	—	21,2	+1,8
Онколитовая	15	18,0	-0,3
Корициумсодержащая	30	16,2	-2,5
Онколитовая	60	15,7	-3,4
Карбонат из внутренней полости корициумов	—	12,3	-4,0
Строматолитоподобные образования	—	7,0	-3,2

шение значений $\delta^{18}\text{O}$ доломита и намечается тенденция облегчения значений $\delta^{13}\text{C}$ с увеличением содержания биогенного материала в карбонатной породе. По-видимому, синезеленые водоросли, начиная с докембрия, наряду с легким изотопом углерода аккумулировали и легкий изотоп кислорода.

Приведенные выше исследования позволяют считать, что простейшие организмы, главным образом синезеленые водоросли, играли активную роль при седиментации карбонатных толщ Криворожья.

Таким образом, в протерозойское время благодаря жизнедеятельности синезеленых водорослей были созданы благоприятные условия для накопления преимущественно органогенных осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вассоевич Н. Б.* О некоторых терминах, связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 218—238.
2. *Гершойг Ю. Г.* Карбонатные породы среди кристаллических сланцев Криворожья.— В кн.: Минеральное сырье. М.: Гос. горно-геологонефт. изд-во, 1934, вып. 9, с. 8—12.
3. *Ищенко Д. І.* Про карбонатні породи верхньої світи Кривого Рогу.— Геол. журн., 1956, т. 14, вып. 2, с. 51—54.
4. *Калев Г. И., Снежко А. М.* Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 6, с. 16—28.
5. *Половко Н. И., Сироштан Р. И., Бондаева Н. М.* и др. Карбонатные породы Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975. 150 с.
6. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 117 с.
7. *Снежко А. М.* Знахідки онколітів і катаграфії у верхній світі криворізько серії.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1974, № 7, с. 595—599.
8. *Снежко А. М., Березовский Ф. И.* Природа графитсодержащих пород криворожской серии.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 1, с. 197—200.

О БИОГЕННОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ УГЛЕРОДИСТОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

В. Т. САФРОНОВ

Докембрийский кристаллический фундамент континентальной коры в большинстве своем сложен осадочно-метаморфическими породами, среди которых карбонатные отложения играют весьма значительную роль, а количественные подсчеты показали, что относительная распространенность карбонатных пород в докембрии и фанерозое сопоставима [37].

Огромный фактический материал, собранный в последние годы, свидетельствует о том, что органическая жизнь в докембрии была развита довольно широко, что подтверждается находками микрофоссилий, органических соединений, а также присутствием углеродистого органического вещества в древнейших первично-осадочных породах Земли [38, 42, 58].

Углеродистое вещество в виде тонкораспыленного углерода, шунгита, графита, графитита встречается в различных карбонатных отложениях докембрийского возраста — доломитах, известняках, кальцифирах и т. д. (табл. 1), причем углерод-графитсодержащие породы являются одними из древнейших осадочных пород Земли (см. табл. 1). Углерод-графитсодержащие карбонатные породы известны в разрезах всех докембрийских регионов земного шара, однако количество углеродистого вещества в породах, за редким исключением, не достигает больших значений (см. табл. 1) и, по-видимому, сопоставимо с распространенностью $S_{орг}$ в карбонатных отложениях фанерозоя. Результатом широкого развития углерод-графитсодержащих карбонатных пород в докембрии является то, что данные образования выделены в один из формационных типов (карбонатно-углеродистый) углеродистых сланцев фанерозоя и докембрия [40].

Углеродистое органическое вещество карбонатных отложений докембрийского возраста в большинстве случаев имеет биогенное происхождение, о чем свидетельствуют следующие факты.

1. Находки уже в раннедокембрийских карбонатных породах остатков низших водорослей (коккоидных, нитчатых и т. д.), органических соединений (ароматических и алифатических углеводородов, жирных кислот и т. д.), продуктов жизнедеятельности микроорганизмов (онколитов, строматолитов) (табл. 2). Довольно часто остатки микроорганизмов, органические соединения, строматолиты и углеродистое вещество встречаются совместно. Так, в древнейших строматолитах Земли (Родезия, серия Булавайо, возраст 2,9—3,2 млрд. лет; Канада, свита Стип-Рок, возраст 2,5 млрд. лет; и др.) встречены остатки микроорганизмов, причем строматолитсодержащие доломиты свиты Стип-Рок ассоциируют с черными углистыми породами [58 и др.].

Большинство остатков простейших организмов, органических соединений строматолитов приурочено именно к доломитам (см. табл. 2), причем ассоциация органической жизни, ее продуктов и доломитов прослеживается от раннего докембрия до наших дней. По данным ряда исследователей [29 и др.], это объясняется тем, что органическое вещество, органические остатки способствуют образованию первично-осадочных доломитов.

Обнаружение в карбонатных отложениях заметных количеств различных углеводов [30 и др.] можно рассматривать как подтверждение того предположения, что докембрийские карбонатные породы являются метаморфизованными производными битуминозных известняков и доломитов.

2. В процессе жизнедеятельности организмов и после их фоссилизации органическое вещество влияет на характер распределения и концен-

Таблица 1. Содержание углерода (графита) в карбонатных породах докембрия

Порода	Возраст, млрд. лет	Содержание, вес. %	Местонахождение	Литературный источник
Доломитизированные известняки	PR ₃	До 3	Прибайкалье	[34]
Глинисто-известковистые сланцы	Rh ₂₋₃	До 6	Восточная Сибирь	[25]
Битуминозные известняки	1,00	До 10	Там же	[5]
Органогенно-водорослевые известняки	Rh ₂₋₃	До 2 бурого органического вещества	»	[25]
Черные карбонатные сланцы	PR	0,99	Финляндия	[50]
Доломитизированные известняки	PR ₂	0,35	Кольский полуостров	[26]
Доломиты	PR ₂	1,77	Южная Карелия	[24]
Известково-шунгитовые сланцы	PR ₂	13,69	Там же	[24]
Графитистые мраморы	PR ₂	Графита 2—5	Восточный Саян	[30]
Черные карбонатные породы	1,74—1,80	0,64—5,25	Северная Карелия	Автор
Графит-карбонатная порода	1,90	3,3	Кривой Рог, Украина	[39]
Карбонатные породы	PR ₁	До 30-40	КМА	[14]
То же	PR	Графита 0,5—1,0	Мериленд, США	[55]
Черные мраморы	PR ₁	Не менее 5—10	Прибайкалье	[18]
Мраморы с графитом и пиритом	PR ₁	В сумме до 5	Казахстан	[28]
Пироксеновые кальцифилы	1,93—1,98	Графит до 10% объема	Кольский полуостров	[13]
Графитистые кальцитовые мраморы	1,70—2,00	1,5 графита	Тува	[22]
Доломитовые образования (каliche)	2,00	Органическое вещество до 3—5	Центральная Карелия	[32]
Доломитовый итабирит	2,00	0,73	Бразилия	[10]
Мраморы и кальцифилы	1,75—2,20	Графит до 2—3	Центральное Приазовье	[27]
Кремнисто-сидеритовая порода	1,90—2,20	1,96	Штат Мичиган, США	[47]
Графитистые мраморы	AR	Графит 1—3	Прибайкалье	[11]
Карбонатные породы	3,0—3,3	0,11—1,96	Южная Африка	[53]

трации ряда элементов, причем биогенная концентрация элементов является важнейшим аспектом геохимической деятельности живого вещества. Распределение элементов в земной коре в значительной мере определялось этим фактором. Таким образом, карбонатные породы, содержащие метаморфизованное органическое вещество, содержат и определенный спектр элементов (табл. 3), причем углеродсодержащие карбонатные отложения имеют более широкий набор малых и редких элементов, чем их безуглеродистые разности.

3. Углеродистое вещество в виде тонкораспределенного углерода, графитита, графита во многих случаях находится в карбонатных породах в виде слоек, микрослоек, часто в ассоциации с пиритом, что указывает на его сингенетичное, седиментогенное происхождение.

4. Изотопный состав углерода графитов карбонатных пород характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C} = -0,27 \div -1,12\text{‰}$ [36 и др.], в то время как граница биогенного и абиогенного углерода лежит в пределах $-1,13 \div -1,69\text{‰}$. По данным ряда исследователей [36 и др.], «тяжелый» углерод графитов в мраморах и кальцифилах объясняется изотопно-обменным взаимодействием карбонатного и биогенного вещества. Изучение изотопного состава углерода графитов и карбонатных минералов неко-

Таблица 2. Следы жизнедеятельности простейших организмов в карбонатных породах докембрия

Порода	Возраст, млрд. лет	Фоссилизированные остатки организмов, органические соединения	Местонахождение	Литературный источник
Карбонатные породы	V	Отпечатки Metazoa	Восточная Сибирь	[41]
То же	Rh ₂₋₃	Строматолиты, онколиты, находки Metahypta	Таймыр, Сибирская платформа	[35]
Доломиты	1,80—2,60	Строматолиты нескольких типов	Финляндия. Швеция	[19]
То же		Остатки коккоидных клеток	Бассейн Амилия, Австралия	[56]
Карбонатные породы	1,6	Микрофоссилии—одноклеточные, колониальные, многоклеточные	Серия Мак-Артур, Австралия	[52]
Доломиты		Строматолиты, онколиты	Карелия	[33]
Карбонатные породы		Строматолиты	Там же	[33]
Кальцифиры	1,93—1,98	То же	Кольский полуостров	[13]
Доломиты	2,0	Строматолиты, онколиты	Финляндия	[44]
Доломитовые образования (кальче)	2,0	Остатки наземных микрофоссилий, протеиновые аминокислоты	Карелия	[32]
Доломит	2,0	Органические остатки (изоалканы, ароматические углеводороды, жирные кислоты)	Гренландия	[49]
Окремнелый доломит	2,0	Строматолиты, остатки коккоидных, нитчатых водорослей	Канада	[46]
Карбонатные породы	PR ₁	Остатки колоний водорослей	Карелия	[16]
То же	PR ₁	Остатки микроскопических нитчатых образований	Серия Хамерели, Австралия	[48]
Черные доломиты	2,0—2,7	Остатки низших водорослей	Кривой Рог, Украина	[3]
Карбонатные породы	2,3	Строматолиты, остатки коккоидных, нитчатых водорослей, циклические эфиры	Комплекс Трансвааль, Южная Африка	[59]
Доломиты	Более 2,5	Строматолиты, микроскопические остатки	Свита Стип-Рок, Канада	[45]
Доломитовые и кальцитовые кальцифиры	2,6—3,1	Водоросли нитчатые, синезеленые, золотистые?	Побужье, Украина	[21]
Доломиты	3,0	Строматолиты	Надсерия Понгола, Южная Африка	[51]
Известняки	2,9—3,2	Строматолиты, микрофоссилии, ароматические и алифатические углеводороды, формальдегид, бензонитрил	Серия Булавайо, Родезия	[54]
Кремнистые аргиллиты и карбонаты	3,3—3,4	Сферовиды, нити, спорополленполимер биологического происхождения	Серия Онвервахт, Южная Африка	[43]

торых районов Советского Союза показало [17 и др.], что углерод графита всегда несколько легче углерода, вмещающих его карбонатов, что может свидетельствовать о различных источниках углерода графитов и карбонатных минералов. Но часть изотопных данных графитов карбонатных пород отвечают изотопным значениям биогенного углерода: графит из доломитовых галек верхней свиты криворожской серии Украины, имеющий $\delta^{13}\text{C} = -1,74\text{‰}$ [39]; графит из пироксеновых кальцифилов гранулитового комплекса Кольского полуострова $\delta^{13}\text{C} = -1,80\text{‰}$ [2]; графит

Таблица 3. Элементы в углеродсодержащих карбонатных породах докембрия

Порода	Возраст, млрд. лет	Повышенное содержание элементов	Местонахождение	Литературный источник
Фитогенные карбонатные породы	PR	Mn, Cu, V, Y, U	Русская платформа	[20]
Угристо-карбонатные породы	Rh	Mn до 29%	Енисейский кряж	[9]
Органогенные доломиты	PR ₂	Sr, Cl, J, U	Балтийский щит	[2]
Графитистые известняки, мраморы	PR ₂	Sr, Li, V, Ge	Там же	[2]
Графитистые мраморы	PR ₂	V, Rb, Al, Cu Mn, F, Fe, K	Восточный Саян	[31]
Доломиты	PR ₂	V=0,012% Ni=0,001%	Южная Карелия	[7]
Доломиты, известняки	PR ₂	MnO (до 2,2%) FeO, Ni, V	Кольский полуостров	[23]
Черные известняки	1,75	Mn (до 0,44%) Zn (32—51г/т)	Северная Карелия	Данные автора
Карбонатные, терригенно-карбонатные формации	PR ₁ , Rh	Fe и др.	Средняя Азия	
Доломитовые образования (каliche)	2,0	Mn, B	Центральная Карелия	[32]
Доломитовые мраморы	PR ₁	V, B	Алданский щит	[8]
Кальцитовые мраморы	PR ₁	Sr=0,176%	Южная Карелия	[12]
Карбонатные, карбонатно-терригенные формации	PR ₁	P ₂ O ₅ до 11—13% Mn O до 2,8—9,4% Feсульф	КМА	[14]
Мраморы, кальцифиры	1,75—2,20	Sr, V, Y	Приазовье	[27]
Углистые известняки	AR—PR	До 0,01% TR	Тува, Восточный Саян	[15]
Мраморы, кальцифиры	AR	V, Sr	Алданский щит	[8]
Графитовые мраморы	AR	Sr в 1,5—5 раз выше кларка	Прибайкалье	[1]

из мраморов острова Ольхон (озеро Байкал) имеет $\delta^{13}\text{C} = -1,50\text{‰}$ [17] и т. д.; причем в гальках криворожской серии и кальцифирах гранулитового комплекса встречены продукты жизнедеятельности низших водорослей (онколиты, строматолиты). По данным В. Шопфа [58], изотопный состав углерода древнейших строматолитов земного шара (из серии Булавайо, Родезия, возрастом 2,9—3,2 млрд. лет и свиты Стип-Рок, Канада, возрастом 2,5 млрд. лет) свидетельствует о его возможной органической природе.

Бактериальная сульфатредукция, являющаяся главным процессом изотопного фракционирования серы в биосфере, без органического вещества практически невозможна, т. е. изотопное фракционирование серы может происходить лишь в осадках, где такое вещество присутствует. Поэтому нахождение в метаморфических толщах докембрия свободного углерода указывает на достаточно благоприятные условия для бактериального восстановления серы и ее изотопного фракционирования в древних осадках.

Таким образом, сам факт изотопного фракционирования серы, углерода, кислорода с низов архея позволяет говорить о весьма раннем происхождении (около 3,5 млрд. лет назад) и относительно широко развитой

органической жизни уже в самом начале геологической истории Земли [6, 42, 57 и др.].

Все изложенные факты позволяют считать, что углеродистое органическое вещество (в виде тонкораспыленного углерода, шунгита, графита, графита), содержащееся в карбонатных породах докембрия, в значительном большинстве случаев имеет первично биогенную природу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов М. А. Особенности строения и вещественного состава карбонатной толщи слюдянской серии докембрия на месторождении «Перевал». — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 90—92.
2. Ахмедов А. М., Сметанникова О. Г., Татарский Б. В. Эволюция состава и металлоносность карбонатных формаций докембрия северо-восточной части Балтийского щита. — Там же, с. 162—164.
3. Белокрыс Л. С., Мордовец А. Ф. Растительные остатки из криворожского докембрия. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 385—388.
4. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Карбонатные породы докембрия Средней Азии. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 45—47.
5. Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Корчагина Ю. И., Соколов Б. А. Геолого-геохимические предпосылки нефте-газообразования в верхнедокембрийских отложениях. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 208—214.
6. Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии. — Там же, с. 53—64.
7. Галдобина Л. П., Голубев А. И. Шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные породы Южной Карелии. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 14—18.
8. Гиммельфарб Г. Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВИМС, 1971. 30 с.
9. Грибов Е. М., Гурвич Е. М. Марганценосность карбонатных толщ Енисейского кряжа. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии, Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 156—158.
10. Дорр Д. В. Н. Железородные формации Южной Америки. — В кн.: Докембрийские железородные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 129—155.
11. Ескин А. С. К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья (Западное Прибайкалье). — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 137—147.
12. Зайцев А. Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 49—53.
13. Ивлиев А. И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3, с. 661—664.
14. Калашиникова Н. Н. Геохимические особенности карбонатных отложений протерозоя Курской магнитной аномалии. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 113—114.
15. Капустин Ю. Л. Докембрийские карбонатные породы СССР и содержание в них редких элементов-примесей. — Там же, с. 96—98.
16. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
17. Кропотова О. И., Миловский А. В., Чех Ф. Изотопный состав углерода некоторых графитов. — Вестн. МГУ, 1976, № 2, с. 66—71.
18. Крылов И. Н., Мануйлов А. Г. Петрография магматических и метаморфических пород Восточного Саяна. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 75—82.
19. Крылов И. Н., Пертунен В. Протерозойские строматолиты Северо-Западной Финляндии. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 77—78.
20. Крылов Н. С. Литолого-геохимические особенности фитогенных и хемогенных карбонатных пород верхнего докембрия. — Там же, с. 63—64.
21. Лазуренко В. И., Рябенко В. А., Хоружий В. Я. Некоторые разновидности ископаемых водорослей из докембрийских карбонатных пород Украинского щита. — Геол. журн., 1977, № 2, с. 121—125.
22. Мальцев Ю. М., Межеловский Н. В. О палеогеографии Сангиленского нагорья в докембрии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 31—43.
23. Мележик В. А. Литология и геохимия среднепротерозойских метаосадочных пород зоны Имандра-Варзуга: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Воронеж, 1977.
24. Мишунина З. А., Корсакова А. Г. Геохимия керогена графитоидных и шунгитовых сланцев и карбонатов протерозоя Южной Карелии. — Сов. геология, 1977, № 3, с. 40—55.

25. Мокшанцев К. Б., Бодунов Е. И., Изосимова А.И. Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 115—127.
26. Петерсилье И. А., Павлова М. А., Аведисян А. А., Галахова Т. И. Распределение органических соединений в метасадках Печенгского синклинория.— В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Карел. фил. АН СССР, 1976, с. 120—128.
27. Подуновский Р. М. Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1970. 28 с.
28. Розен О. М. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Кокчетавского массива.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 179—189.
29. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
30. Савельев А. А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 33—41.
31. Савельев А. А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977. 200 с.
32. Савельев А. А., Тимофеев Б. В., Колесников Ч. М. Палеофитологическая характеристика каличе среднего протерозоя (ятулия) Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 178—180.
33. Сацук Ю. И., Макарихин В. В. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенностей палеогеографии.— Там же, с. 180.
34. Семейкина Л. К., Коробейников Н. К. Постседиментационные преобразования карбонатных пород байкальской серии верхнего протерозоя Западного Прибайкалья.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 58—60.
35. Серебряков С. Н., Семихатов М. А. Фитогенные карбонатные породы рифея.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 173—178.
36. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 2, с. 463—466.
37. Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. К проблеме пространности карбонатных отложений в докембрии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1336—1339.
38. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 277. 140 с.
39. Снежко А. М. Микрофитолиты и водоросли в осадочно-метаморфических породах Украины.— В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 51—53.
40. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—688.
41. Соколов Б. С. Этапы развития докембрийской биосферы в свете палеонтологических данных.— В кн.: Корреляция докембрия. М.: ГИН АН СССР, 1975, с. 45—47.
42. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 50—61.
43. Brooks J., Muir M. D., Shaw G. Chemistry and morphology of Precambrian microorganisms.— Nature, 1973, v. 244, N 5413, p. 215—217.
44. Härme M. Sigus of life in Precambrian strata in Finland.— Correl. Precambrian Coll. int., 1970, 1972, p. 50—57.
45. Henderson J. B. Archean stromatolites in the northern Slave Province, Northwest Territories, Canada.— Can. J. Earth Sci. 1975, 12, p. 1619—1630.
46. Hofmann H. J. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada, relations between silicified microfossils and microstructure.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275, N 10, p. 1121—1132.
47. James H. L. Sedimentary facies of iron-formation.— Econ. Geol., 1954, v. 49, N 3, p. 235—293.
48. Karkhanis S. N. Fossil iron bacteria may be preserved in Precambrian ferroan carbonate.— Nature, 1976, v. 261, N 5559, p. 406—407.
49. Lam J., Pedersen K. Precambrian organic compounds from the Ketilidian of South-West Greenland.— Part 4. Medd. Greenland, 1972, v. 185, N 8. 43 p.
50. Lokka L. Chemical analyses of Finnish rocks. Helsinki: 1950.
51. Mason T. R., Von Bruun V. 3—6 gr-old stromatolites from South Africa.— Nature, 1976, v. 266, N 5597, p. 47—49.
52. Muir M. D. Microfossils from the middle precambrian McArthur Group, Northern Territory, Australia.— Orig. Life, 1974, v. 5, N 1—2, p. 105—118.
53. Moore C. B., Lewis C. F., Kuenvolden K. A. Carbon and sulfur in the Swaziland sequence.— Precambrian Res., 1974, v. 1, N 1, p. 49—54.
54. Nagy B., Nagy L. A., Zumberge J. E. et al. Biological evolutionary trends and related aspects of carbon chemistry during the Precambrian, between 3.800 M. Y. and 2.300 M. Y.— 25th Int. Geol. Congr. Abstrs. vol. 1. Canberra. s. a. 33—34.

55. *Choguet P. W.* Petrology and structure of the Cockeysville Formation (presilurian) near Baltimore, Maryland.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 11, N 7, p. 12—15.
56. *Oehler J. H., Oehler D. Z., Muir M. D.* On the significance of tetrahedral tetrads of Precambrian algal cells.—Orig. Life, 1976, v. 7, N 3, p. 259—267.
57. *Schidlowski M., Eichmann R., Junge Ch. E.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.—Precambrian Res., 1975, v. 2, N 1, p. 1—69.
58. *Schopf W.* Precambrian paleobiology: problems and perspectives.—Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1975, v. 3, Palo Alto, Calif, p. 212—249.
59. *Zumberge J. E., Nagy B.* Alkyl substituted cyclic ethers in 2.300 Myr old Transvaal algal stromatolite.—Nature, 1975, v. 255, N 3, p. 695—696.

УДК 552.54

ПРОСЛОИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАК ФОТОМАРКИРУЮЩИЕ ГОРИЗОНТЫ ПРИ ГЕНЕТИЧЕСКОМ ДЕШИФРИРОВАНИИ ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

С. А. СИДОРЕНКО

Метаморфические породы докембрия являются трудным объектом при дешифрировании структуры и выявлении первичной природы исходных отложений. К настоящему времени накоплен значительный опыт дешифрирования глубокометаморфизованных пород различного состава и генезиса в разных природных зонах.

Данная работа посвящена изложению результатов аэрофотодешифрирования глубокометаморфизованных пород раннего докембрия Восточной части Балтийского щита, среди которых особую роль играют прослои карбонатных отложений. Эти исследования проводились с начала шестидесятых годов как часть комплексной программы изучения геологии, геохимии, литологии и петрографии метаморфических пород докембрия указанной территории. В полевых работах и камеральной обработке материала принимали участие сотрудники Геологического института АН СССР, Всесоюзного института минерального сырья и объединения «Аэрогеология».

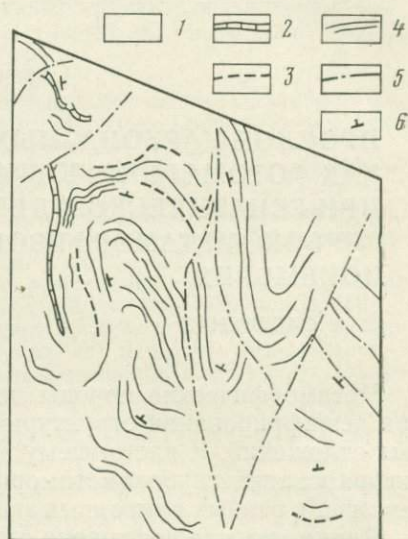
Основное значение для опознания контуров геологических объектов, как известно, имеет изменение тона и цвета фотоизображения и выраженность в рельефе пород различного состава. Использование прослоев карбонатных пород при генетическом дешифрировании метаморфических комплексов, т. е. изучение аэрофотоматериалов с целью выявления признаков, раскрывающих первичную природу исследуемых пород, приобретает особое значение, поскольку карбонатные образования обладают рядом характерных дешифровочных признаков, а наличие их в разрезах дешифрируемых толщ обычно свидетельствует об осадочном или осадочно-вулканогенном генезисе пород. Дешифрирование прослоев карбонатных пород проводится на примере гранулитового комплекса и кейвской серии Кольского полуострова. Использовались аэрофотоснимки разного масштаба и аэрофотосхемы.

Породы гранулитового комплекса широко развиты на Кольском полуострове и представлены различными кристаллическими сланцами с прослоями кальцифиров и мраморов. Однако до последнего времени считалось, что они сформировались в результате дифференциации интрузивных пород основного состава. В связи с этим большое значение приобретает интерпретация исходной природы карбонатных пород гранулитового комплекса. При этом следует иметь в виду, что эти карбонатные породы являются, по-видимому, древнейшими известными на Кольском полуострове.

Рис. 1. Пример дешифрирования прослоев карбонатных пород участка Малые Сальные тундры



А — аэрофотоснимок части куполовидной структуры; Б — схема дешифрирования: 1 — гранатовые амфиболиты, гранулиты, 2 — карбонатные породы, 3 — эклогитоподобные породы, 4 — линии простираения пород, дешифрируемые на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности, 5 — линии тектонических нарушений, дешифрируемые на аэрофотоснимках, 6 — элементы залегания пород

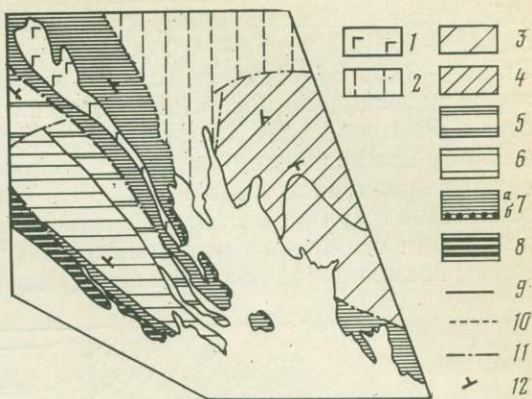


Гранулитовый комплекс, по данным К. Д. Беляева [2], расчленяется на несколько свит, из которых в изучаемых районах выделяются следующие (снизу вверх): кандалакшская, представленная амфиболитами с прослоями гранат-диопсидовых амфиболитов; белогубская, сложенная преимущественно гранат-диопсидовыми породами, гранат-диопсид-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с прослоями амфиболитов и карбонатов; колвицкая, выраженная чередующимися (полосчатыми) плаггиоклазовыми породами, гранат-пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами и гранат-диопсидовыми породами; плоскотундровская свита, представленная преимущественно тонкополосчатыми гранат-двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с прослоями диопсидовых кристаллических сланцев и кальцифиров; порьегубская свита, разделяемая на нижнюю подсвиту, сложенную гиперстеновыми плаггиоклазами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями гранат-кварц-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов и верхнюю подсвиту, представленную гранат-кварц-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями гиперстен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. Общая мощность отложений комплекса более 4 км. Образования гранулитового комплекса в структурном плане приурочены к Сальютундровскому и Колвицкому синклиориям [8].

Дешифрировались карбонатные породы из районов Малых Сальных тундр и Малой Порьей Губы. В районе Малых Сальных тундр они представлены кремнисто-карбонатными образованиями, встречающимися в виде пластов, линз, пачек тонкого переслаивания со сланцами основного состава, кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами (рис. 1). Карбонатные образования обладают обычно свойствами маркирующих горизонтов, что фиксируется на аэрофотоснимках преимущественно светлым фототонном. Они быстрее, чем сланцы разрушаются при выветривании и

Рис. 2. Геологическая схема участка Малая Порья Губа. Составлена по данным Е. О. Чалых (1968) с добавлениями

1 — верхнепротерозойские интрузии; 2 — диафориты; 3 — порьегубская свита, верхняя подсвита, преимущественно гранат-кварц-плагноклазовые кристаллические сланцы; 4 — порьегубская свита, нижняя подсвита, преимущественно гиперстеновые плагноклазовые кристаллические сланцы; 5 — плоско-тундровская свита, преимущественно гранат-двуопроксен-плагноклазовые кристаллические сланцы; 6 — колвицкая свита, чередующиеся плагноклазовые породы и кристаллические сланцы; 7 — белогубская свита: а — гранат-диопсидовые породы, б — прослой карбонатных пород; 8 — кандалакшская свита, преимущественно амфиболиты; 9 — границы геологические стратифицированные; 10 — границы геологические не стратифицированные; 11 — линии тектонических нарушений; 12 — элементы залегания пород



часто образуют понижения в рельефе, с чем также связано наличие тонкой штриховки, отражающей тонкое переслаивание пород разного состава [9].

Седиментогенная природа этих образований доказана А. И. Ивлиевым [6], отметившим в них постройки строматолитовых водорослей. По его данным, в описанных первично кремнисто-карбонатных образованиях выявляется внутреннее тонкослоистое строение с четко выраженным распределением содержаний химических элементов, для которых характерны широкие вариации по мощности и более низкие по латерали. Это позволяет считать их по аналогии с современными образованиями геосинклинальными или субгеосинклинальными хемогенными осадками. Можно предполагать, что сами бассейны осадконакопления карбонатов представляли собой систему водоемов лагунного типа, характеризующихся активной ролью углерода, участвовавшего в биогенных процессах жизнедеятельности синезеленых водорослей в зоне фотосинтеза.

Карбонатные породы в районе Малой Порьей Губы изучались в условиях хорошей обнаженности в зоне прилива Белого моря на двух участках — о. Медвежий и на западном берегу залива Малая Порья Губа, отстоящих друг от друга на 5 км (рис. 2). Белогубская свита мощностью 80—100 м представлена здесь переслаиванием гранат-пироксен-плагноклазовых сланцев и карбонатных пород (мраморов, кальцифиров). В переслаивании выделены три горизонта, наиболее обогащенные прослоями карбонатных пород, которые имеют мощность от долей сантиметра до 0,6 м и тонко чередуются с кристаллическими сланцами [3]. Дешифровочными признаками этих пачек переслаивания являются понижения в рельефе, наличие на аэрофотоснимках более светлого (по сравнению с вмещающими толщами кристаллических сланцев) фототона, а также тонкой штриховки (структурных линий), отражающей чередование пород, обладающих различными физическими свойствами. На отдельных участках, где мощность карбонатных прослоев значительна, поверхность имеет более округлые сглаженные формы.

Пачка, содержащая карбонатные породы, по отдельным обнажениям и по данным дешифрирования аэрофотоснимков по выдержанной мощности прослежена на 15 км. Результаты полевых наблюдений в сочетании с дешифрированием аэрофотоснимков непосредственно указывают на первично-осадочное происхождение изученных пород и позволяют с большей долей уверенности предполагать подобный генезис для чередующихся с ними кристаллических сланцев.

Геохимические исследования карбонатных осадков белогубской свиты гранулитового комплекса показывают, что они осаждались, по-видимому,

в морских бассейнах с повышенной соленостью. По данным А. Г. Зайцева [15], содержание стронция составляет в них 0,079%, бария — 0,024, рубидия — 0,0015, фтора — 0,069, бора — 0,0014, MgO — 0,32%, отношение Sr/Ba — 3,27. Это свидетельствует о том, что образование карбонатных пород происходило в морских лагунах либо в прибрежных морских участках. Распределение элементов в породах белогубской свиты по фациальному профилю осадков может быть отнесено к переходному типу без четко выраженных максимумов, что дает возможность предполагать осаждение в аридной климатической зоне при плохо выраженной дифференциации осадочного материала и незначительном развитии процессов выветривания пород областей денудации [5].

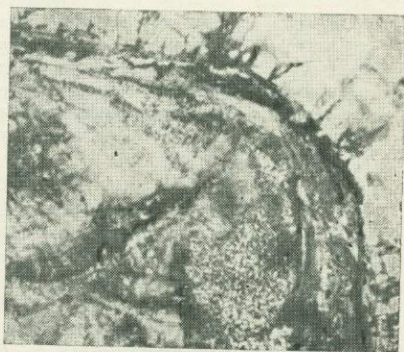
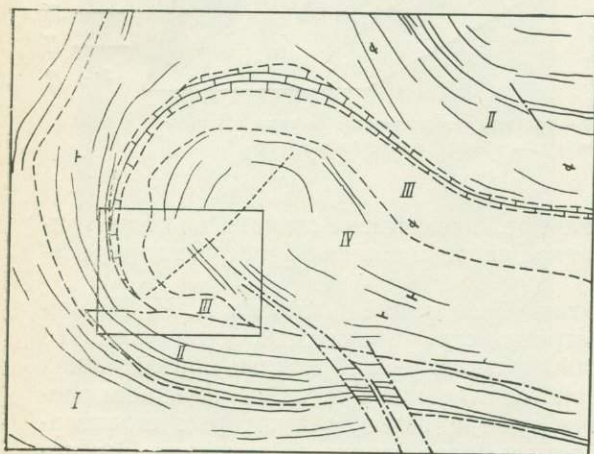
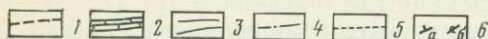


Рис. 3. Пример дешифрирования карбонатных пород в западной части Кейвского синклиория (по данным А. В. Сидоренко и др. [7] с дополнениями)



А — фрагмент аэрофотоснимка; Б — схема дешифрирования: 1 — геологические границы, 2 — карбонатные породы, 3 — пласт пород, отдешифрированный на аэроснимках и частично прослеженный на местности, 4 — линии тектонических нарушений со смещением пород, 5 — крупные трещины без смещения пород, 6 — элементы залегания: а — нормальное, б — опрокинутое; I — биотитовые и биотит-мусковитовые гнейсы лебяжинской свиты, II — ставролит-слюдаые и ставролит-кианит-слюдаые сланцы с прослоями мусковитовых и гранатовых кварцитов, карбонатные породы червуртской, выхуртской и песцовотундровской свит, III — миндалекаменные и полевошпатовые амфиболиты песцовотундровской свиты, IV — гранат-ставролитовые сланцы песцовотундровской свиты

Совокупность этих данных показывает, что древнейшие карбонатные породы Кольского полуострова могут быть отнесены к мелководным морским фациям.

В качестве другого примера целесообразно рассмотреть метаморфизованные отложения комплекса Кейв. В стратиграфическом разрезе этот комплекс состоит из нижней гнейсовой и верхней существенно сланцевой части. Нижняя отнесена к лебяжинской свите, а верхняя разделяется на червуртскую, выхуртскую и песцовотундровскую свиты [1].

Отложения сланцевого комплекса Кейв обладают хорошей дешифрируемостью. В центральной части хр. Кейв кианитовые сланцы червуртской свиты образуют в рельефе крестообразные гряды, оконтуривающие ядро синклиория и ограничивающие в рельефе наиболее приподнятую часть Кейвской возвышенности (рис. 3). В противоположность им карбонатсодержащая пачка (песцовотундровская свита) образует контрастирующие понижения в рельефе. Детальное изучение карбонатных пород на Западных Кейвах (район Песцовых тундр), где в верхней части разреза появляются карбонатные породы, показало, что они могут быть использованы в качестве маркирующего пласта в выделенной здесь песцовотундровской свите. Песцовотундровская синклиналиль простирается на расстояние около 20 км при ширине 6—7 км. По северному крылу отде-

шифрован пласт карбонатсодержащих пород мощностью 100—120 км. Пласт хорошо прослеживается по фототону снимка: образует понижения в рельефе, имеет гладкий рисунок и незначительное количество растительности. На нижнем крыле песчовотундровской синклинали карбонатсодержащий пласт срезается серией продольных разрывных нарушений, хорошо дешифрирующихся на аэрофотоснимках и прослеженных на местности по смещению, рассланцеванию и пр.

Карбонатсодержащая пачка Центральных Кейв характеризуется переслаиванием карбонатных пород с гнейсами, биотитовыми гнейсами, диоксид-плагноклазовыми, биотит-плагноклазовыми сланцами. Карбонатные породы представлены доломитовыми кальцифирами с анкеритом [4]. В породах пачки были отмечены знаки ряби, косая слоистость, наблюдаются реликты псаммитовых структур [1]. Изучение первичной природы метаморфизованных пород кейвской серии [5] показывает, что первоначально они, вероятнее всего, были представлены песчаниками разного состава, глинами, карбонатами. Для данного разреза характерна также значительная пестрота в распределении элементов по типам пород. Геохимические признаки указывают на то, что сортировка сносимого материала была весьма слабой, бассейн был мелководным с несколько повышенной соленостью. Это подтверждается также присутствием в разрезе анкеритовых доломитов, отложение которых возможно в усыхающих лагунах аридных зон [5]. Эти данные хорошо согласуются с выводами И. В. Белькова [1] о накоплении этих карбонатно-терригенных пород в прибрежно-морских (частично лагунных) условиях.

В заключение следует отметить особенности дешифрирования районов развития осадочных карбонатсодержащих разрезов докембрия. Изучение их показало, что признаки дешифрирования карбонатных пород оказываются сходными для разных районов и различных по составу вмещающих пород. Слоистость этих отложений хорошо видна на аэро-снимках, поскольку изученные регионы находятся в зонах с несомкнутым растительным покровом, а также благодаря цветовым различиям прословев и пачек.

Основной закономерностью в расположении линеаментов фотоизображения является существенное преобладание одного направления, которое, как показали полевые наблюдения, отвечает исходной слоистости седиментогенных пород, содержавших карбонатные прослойки. Карбонатные породы вследствие образования специфических форм рельефа нередко относительно малой распространенности растительности, характерной светлой окраске и другим признакам, обычно оказываются фото-маркирующими, что в районах распространения глубокометаморфизованных и сложноскладчатых толщ докембрия имеет особенно важное значение.

Таким образом, намечается определенная последовательность в изучении древних кристаллических комплексов: а) установление при генетическом аэрофотодешифрировании слоистого и направленного характера разреза изучаемых отложений, б) исследование обнажений и разрезов на местности и установление последовательности слоев, в) изучение геохимических и других признаков первичной природы и условий осадконакопления, г) реконструкция очертания и эволюции палеобассейнов осадконакопления на основе аэрофотодешифрирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 351 с.
2. Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—225.
3. Гиммельфарб Г. Б., Зайцев А. Г., Сидоренко С. А. Первичная природа и условия формирования карбонатных пород гранулитовой формации в районе Малой Порьей

- Губы (Кольский полуостров).— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: X Всесоюз. литол. совещ. Тез. докл. М., Недра, 1973, с. 249—250.
4. *Зайцев А. Г., Комиссаров П. Е.* О карбонатных породах свиты Кейв (Кольский п-ов).— В кн.: Тез. докл. VII конф. молодых исследователей. М.: ВИМС, 1968, с. 27—28.
 5. *Зайцев А. Г.* Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 49—53.
 6. *Ивлиев А. И.* Условия формирования кремнисто-карбонатных образований в раннем докембрии Кольского полуострова.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: X Всесоюз. литол. совещ. Тез. докл. М.: Недра, 1973, с. 69—71.
 7. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М.* и др. Пара- и орто-амфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 211 с.
 8. *Харитонов Л. Я.* Геология СССР, т. XXVII. Мурманская обл. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 650 с.
 9. *Щербакова И. П., Яковлева Е. Б., Сидоренко С. А.* Некоторые особенности дешифрирования докембрийских пород района хребта Сальные тундры и Кандалакшской губы.— В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 47—57.

УДК 551.7.02

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ РЕПЕРОВ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. Л. ТИХОНОВ

Многолетние исследования геохимии стронция в карбонатных (кальцитовых) толщах архея и нижнего протерозоя южного обрамления Сибирской платформы позволили выделить в образованиях нижнего докембрия два геохимических (стратиграфических) репера, отличающихся по содержанию в них седиментационного стронция примерно в 10 раз [2, 3]. Исследования последних лет подтвердили эти выводы (рис. 1). Для сравнения брались среднеарифметические содержания стронция и дисперсия (количество проб на свиту от 50 и более). Стронций определялся спектральным количественным методом¹.

Первый репер, установленный в архейских образованиях (шарыжалгайская серия), обладает относительно низкими значениями концентраций стронция, отвечающими сотым долям процента. К этому реперу, по геохимическим данным (в сотых долях процента стронция), отнесены черемшанская свита шарыжалгайской серии (0,011) Юго-Западного Прибайкалья, култукская (0,06), перевальная (0,04), харагольская (0,08) и безымянная (0,09) свиты Хамар-Дабана, а также озерская (0,02) и тажеранская (0,03) свиты Приольхонья.

Второй репер характеризуется десятными долями процента содержания стронция. Он установлен в отложениях бирюсинской толщи (0,21) Восточного Саяна; карниловской (определений нет) и шубутуйской (0,15) свит Хамар-Дабана; чернорудской (0,19) и ижимейской (0,22) Западного Прибайкалья и тулдунской свиты (0,23) Средне-Витимской горной страны. Такой порядок размещения свит по крупнейшим стратиграфическим уровням (архей—протерозой) не всегда соответствует предлагаемой ранее интерпретации возраста этих образований [1].

Выделенные два геохимических репера были впервые наиболее детально изучены на хорошо обнаженном полигоне Приольхонья путем площадного картирования территории.

Более детальное изучение геохимии стронция установленных реперов вскрывает определенную закономерность распределения этого микроэле-

¹ Определения проводились в Иркутском государственном институте редких металлов Н. Я. Яхонтовой.

Возраст	Восточный Саян	Юго-Западное Прибайкалье	Хамар-Дабан	Западное Прибайкалье	Средне-Витимская горная страна
Нижний (?) протерозой					
	Бирюсинская толща 0,21		Шубутуйская 0,15 0,12 0,13 Корниловская	Ижмеевская 0,22 Чернорудская 0,19	Тулдунская 0,23
Архей			Безымянная 0,09 Харагольская 0,08		
		Шарыжалгайская серия (Черемшанская свита) 0,011	Перевальная 0,04 Култукская 0,06	Тажеранская 0,03 Озерская 0,02	

1 2 3 4

Рис. 1. Схема распределения содержаний стронция в осадочно-метаморфических образованиях нижнего докембрия Саяно-Байкальской горной области

1—2 — архей: 1 — первый стронциеносный уровень (сотые доли процента стронция), относительно низкая дисперсия содержаний, 2 — второй стронциеносный уровень (сотые доли процента стронция), относительно высокая дисперсия; 3—4 — нижний протерозой: 3 — третий стронциеносный уровень (десятые доли процента стронция), 4 — процентное содержание стронция

мента, обусловленную типом осадков, тектоническим режимом, палеоклиматом и другими факторами. На основании вновь полученных материалов в первом геохимическом репере (архей) выделяются два стронциеносных уровня (первый и второй); во втором репере (нижний протерозой) — один стронциеносный уровень (третий).

Первый стронциеносный уровень соответствует шарыжалгайской серии (черемшанская свита), култукской, перевальной, озерской и тажеранской свитам. Этот уровень обладает наиболее низкими содержаниями стронция из всего разреза нижнего докембрия Саяно-Байкальской горной области. Среднеарифметические значения содержаний стронция при пошвитном сравнении¹ здесь колеблются в пределах 0,011—0,06%. Относительно низкими остаются значения дисперсий, находящихся в интервале 0,0037—0,090.

Второй стронциеносный уровень объединяет харагольскую и безымянную свиты. В отличие от первого в нем заметно повышено содержание стронция (0,08—0,09%), а также повышена дисперсия (0,048—0,136). Этот уровень отнесен к промежуточному (по геохимическим параметрам), он занимает переходное положение между первым и третьим стронциеносными уровнями. На данной стадии исследований описываемый уровень пока установлен в Хамар-Дабане, намечается в Западном Прибайкалье (верхняя часть разреза тажеранской свиты). Отнесение этого уровня к архею условно.

Третий стронциеносный уровень установлен более широко. Он известен в Восточном Саяне (бирюсинская толща), Хамар-Дабане (карниловская и шубутуйская свиты), Западном Прибайкалье (чернорудская и ижмеевская свиты) и в Средне-Витимской горной стране (тулдунская свита). Этот уровень обладает наиболее повышенными содержаниями

¹ Здесь и далее дается пошвитное сравнение среднеарифметических содержаний и дисперсий.

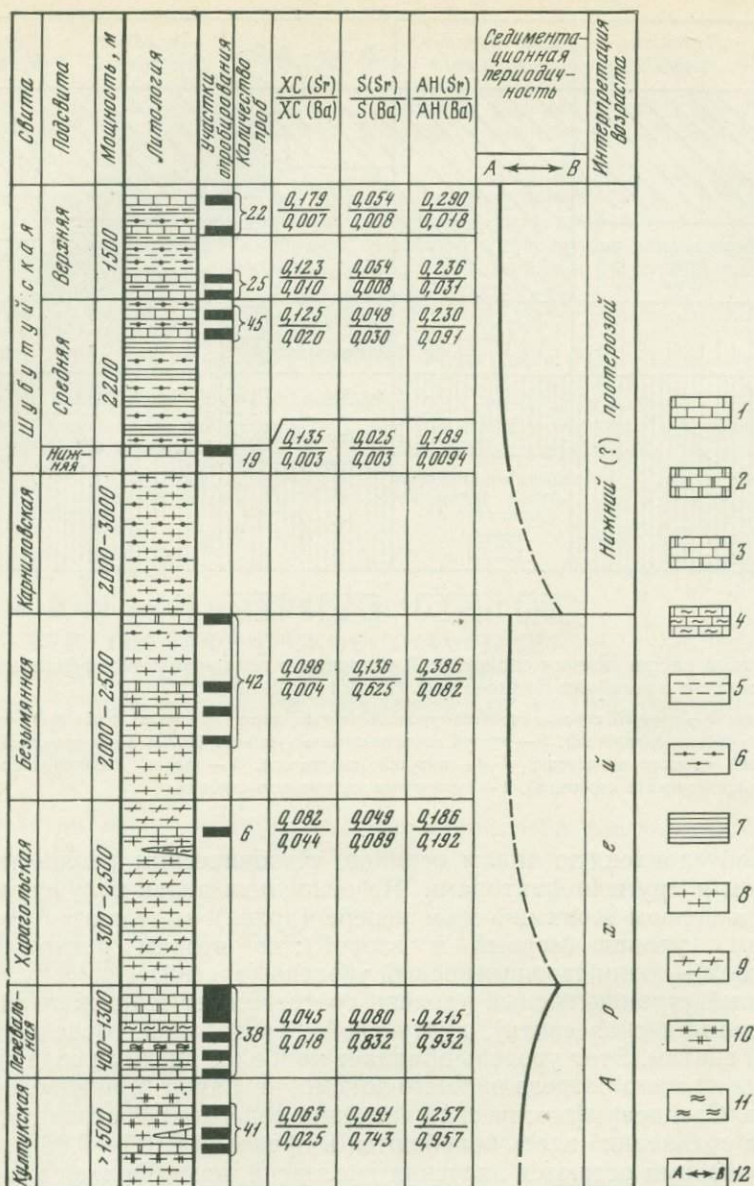


Рис. 2. Стратиграфический разрез отложений докембрия Хамар-Дабана и Юго-Западного Прибайкалья с данными математической обработки геохимических проб на стронций и барий

1 — мраморы кальцитовые; 2 — мраморы доломитовые; 3 — мраморы кальцитовые и доломитовые (переслаивание); 4 — кальцифиры; 5 — сланцы микрографитово-сланцевые, псаммитовые; 6 — гнейсы и кристаллические сланцы глиноземистые, кардиерит-биотитовые; 7 — сланцы хлорит-биотитовые, актинолитовые; 8 — гнейсы и сланцы гранат-биотитовые, двуслюдяные; 9 — гнейсы диопсидовые и роговообманково-диопсидовые; 10 — гнейсы биотит-гиперстеновые, роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксеновые; 11 — апатит-диоксид-кварцевые породы, диопсидовые кварциты и др.; 12 — А — трансгрессия, Б — регрессия. XC (Sr, Ba) — среднеарифметическое содержание стронция и бария. S (Sr, Ba) — дисперсия; AH (Sr, Ba) — аномальные значения содержаний стронция и бария

стронция, находящимися в пределах 0,12—0,23%. Отмечается значительный диапазон колебаний дисперсий от 0,025 до 0,230.

Обратимся теперь к выяснению закономерностей распределения стронция в связи с фациальными условиями среды и тектоническим режимом. На примере кристаллических толщ Хамар-Дабана (рис. 2), представленных чередованием терригенных, глинистых и карбонатных пород,

превращенных в парагнейсы, кристаллосланцы и мраморы, можно видеть намечающуюся закономерность связи геохимии стронция и фациальными типами пород. Здесь установлено три крупнейших седиментационных ритма: култукско-перевальный, харагольско-безымянный и карниловско-шубутуйский. В строении трансгрессивных ритмов парагнейсы и парасланцы обычно занимают нижнюю половину ритмов, а мраморы — верхнюю. На разрезе видно, что увеличению среднеарифметических значений содержаний стронция вверх по стратиграфической вертикали соответствует трансгрессивная серия осадконакопления, которой сопутствует увеличение прослоев кальцитовых мраморов (харагольско-безымянный и карниловско-шубутуйский ритмы). Увеличение прослоев доломитовых мраморов (перевальная свита), очевидно, свидетельствует о начале регрессивной серии осадконакопления. При этом происходит снижение содержаний стронция, понижается также дисперсия и аномальные значения содержаний.

На примере изучения верхнего докембрия, юдомия (венда) и кембрия Саяно-Байкальской горной области и Иркутского амфитеатра нашими исследованиями было установлено, что повышенные содержания стронция (десятые доли процента) в общем значении отвечают геосинклинальному режиму, пониженные (сотые доли процента) — платформенному. С этой точки зрения, нуклеарный режим архея близок к платформенному режиму, а режим накопления осадков в нижнем протерозое отвечает геосинклинальному.

ЛИТЕРАТУРА

1. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Наука, 1964. Т. 1. 515 с.
2. Тихонов В. Л. Стронций в древних толщах юга Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск: Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минераль. сырья, 1959, вып. 98, с. 141—143.
3. Тихонов В. Л., Белогур В. Д. Применение геохимического метода для расчленения архея Прибайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1971, вып. 8, с. 168—172.

УДК 553.55 : 552.46 : 552.11(470.21/22)

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

А. Г. ЗАЙЦЕВ

Для восстановления условий карбонатакопления в докембрии существенно важным является выделение всех фациальных типов осадков, ассоциирующих с карбонатами. Выявление первичной природы этих образований производилось нами по методам А. А. Предовского [7] и А. Н. Неелова [5], причем последний использовался для более точной диагностики исходных осадков.

Были взяты теоретические компонентные составы типичных разновидностей осадочного ряда глина — карбонат, выделенные О. М. Розеном и другими [6], средние составы типичных глин, по М. Ф. Викуловой [2], «средняя граувакка», «средний песчаник» и «средняя глина», по Ф. Д. Петтижону [7]. Нанесение фигуративных точек анализов на диаграмму А. А. Предовского [7] *FAK* показало (рис. 1), что у песчаников, известковых глин и мергелей наблюдается смещение точек в сторону координаты *F* в координатах *FA* (в координатах *FK* этого не отмечается). Мергели, глины с компонентом монтмориллонитового состава и глины с компонентом гидрослюдистого состава попадают на диаграмме *FAK* в

поле базитов и сиенитов. «Средняя граувакка» из поля граувакк в координатах FA перемещается в поле туффитов с основным и ультраосновным материалом. В осадках ряда доломитовый мергель — доломитовая глина перемещения точек не наблюдается, но происходит обособление полей в квадрантах AF и FK , отличное от образований известкового ряда.

Из расчета параметра A следует, что при учете потери летучих компонентов из-за увеличения величины CaO происходит сдвиг точки в отрицательную сторону к координате F . Если осадочные породы первоначально имели известковую примесь, то их фигуративные точки из поля осадочных образований могут попасть в поле магматических пород в координатах FA . Причем, если в них наблюдалось преобладание Na_2O над K_2O , то и в координатах FK они также будут находиться в поле базитов, ультрабазитов и сиенитов. Такими породами, помимо магматических образований, могут быть известковистые монтмориллонитовые глины либо граувакки с известковой примесью, либо известковые глинистые песчаники.

Использование диаграммы МА'К [7] для изучения карбонатных пород показывает, что при нанесении на нее фигуративных точек глинистых известняков и доломитов с глинистым компонентом разного состава происходит обособление полей карбонатов, имеющих разную примесь глинистого компонента (рис. 2).

Для диагностики исследуемых метаморфизованных пород докембрия была использована диаграмма $(Al_2O_3 + TiO_2) - (SiO_2 + K_2O)$ — сумма остальных компонентов [5]. Она предназначена для выделения полей химического состава пород пелит-псаммитовой группы и джеспелитов. Поэтому, чтобы иметь возможность использовать ее также для карбонатных пород, представлялось целесообразным достроить ее полями отложений карбонатно-терригенного ряда. Для этого были выделены дополнительные поля (рис. 3): А — чистые известняки и доломиты, Б — глинистые известняки и доломиты, В — мергели, Г — известняки и доломиты с примесью кремнезема, Д — кремнистые известняки и доломиты.

Объектами изучения были карбонатные и фациально связанные с ними породы гранулитового комплекса, кейвской, варзугской и сортавальской серий Балтийского щита.

Нанесение точек средних составов пород гранулитового комплекса на диаграмму FAK показывает, что они характеризуются целым рядом особенностей (рис. 4). Отмечается преобладание Na_2O над K_2O и повышенные содержания CaO , что обуславливает отрицательные значения параметров A и K . Значительные количества FeO , Fe_2O_3 и MgO влияют на смещение точек по параметру F вниз. Анализ распределения вариационных линий исследуемых пород показывает, что диопсидовые, гранат-пироксеновые, гранат-пироксен-плаггиоклазовые породы близки по содержаниям в них порообразующих окислов к известковым монтмориллонитовым глинам, высококарбонатным глинистым субграуваккам, по А. А. Предовскому [7] (карбонатно-глинистая субграувакка, подсчитанная для данной работы, с учетом потери летучих).

На диаграмме А. Н. Неелова (см. рис. 3) диопсидовые, гранат-пироксеновые сланцы, гранат-пироксен-плаггиоклазовые сланцы попадают в поле мергелей, пироксен-плаггиоклазовые сланцы — в поле карбонатных глин, полимиктовых, аркозовых песчаников, пироксен-плаггиоклазовые с кварцем сланцы — в поле кварцито-песчаников. Учитывая геологические и геохимические особенности этих пород, можно считать, что мраморы первоначально были «чистыми» известняками с примесью кремнезема; кальцифиры — кремнистыми известняками и доломитами; кальцифиры, в которых содержание силикатных минералов весьма значительно — кремнистыми мергелями, кремнистыми доломитовыми мергелями; диопсидовые кристаллосланцы — высококремнистыми мергелями; гранат-пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые сланцы — карбонат-

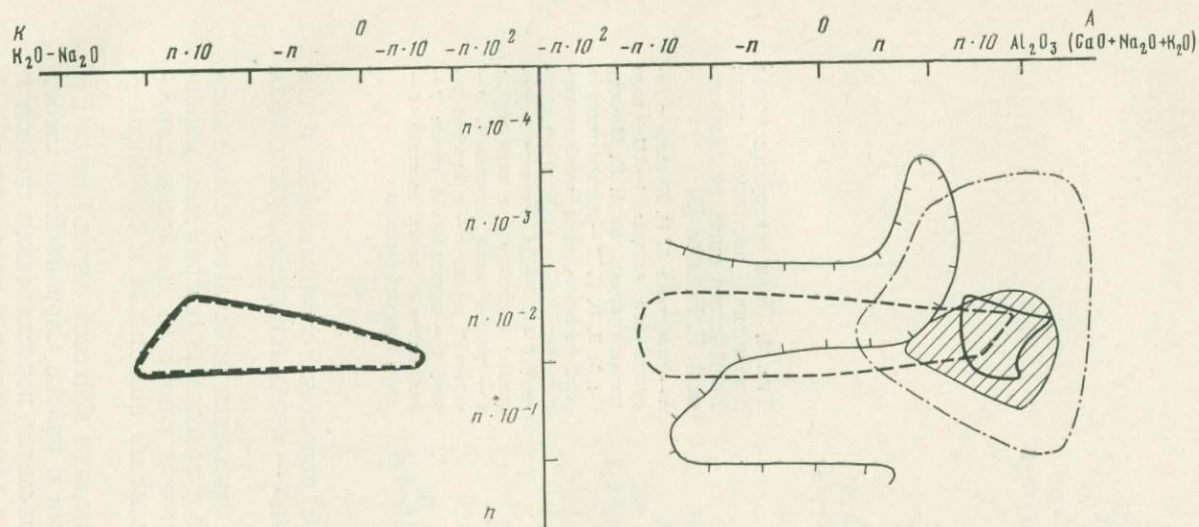


Рис. 1. Поля составов магматических и осадочных пород на диаграмме КАК

1 — поле магматических образований; 2 — поле обычных осадков; 3 — после большинства разновидностей (70%) осадочных пород; 4 — поле мергелей, карбонатных глин, глин, песчаников, граувакк; 5 — то же, но с учетом потери летучих при метаморфизме

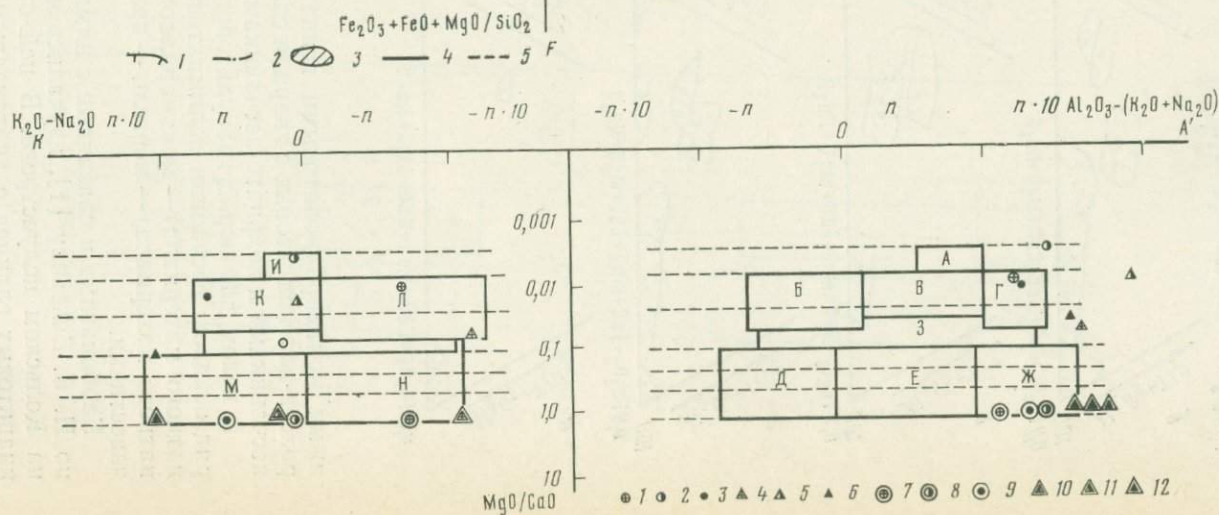


Рис. 2. Точки средних составов глинистых карбонатов на диаграмме МАК. Точки средних составов карбонатных пород с глинистым компонентом разного типа, по данным О. М. Розена и др. [6]

1—3 — глинистый известняк: 1 — монтмориллонитовая глина, 2 — каолинистая глина, 3 — гидрослюдистая глина; 4—6 — мергель: 4 — монтмориллонитовая глина, 5 — каолинистая глина, 6 — гидрослюдистая глина; 7—9 — глинистый доломит: 7 — монтмориллонитовая глина, 8 — каолинистая глина, 9 — гидрослюдистая глина; 10—12 — доломитовый мергель: 10 — монтмориллонитовая глина, 11 — каолинистая глина, 12 — гидрослюдистая глина; А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К, Л, М, Н, О, I—VI — поля карбонатных пород, выделенные А. А. Предовским [7]

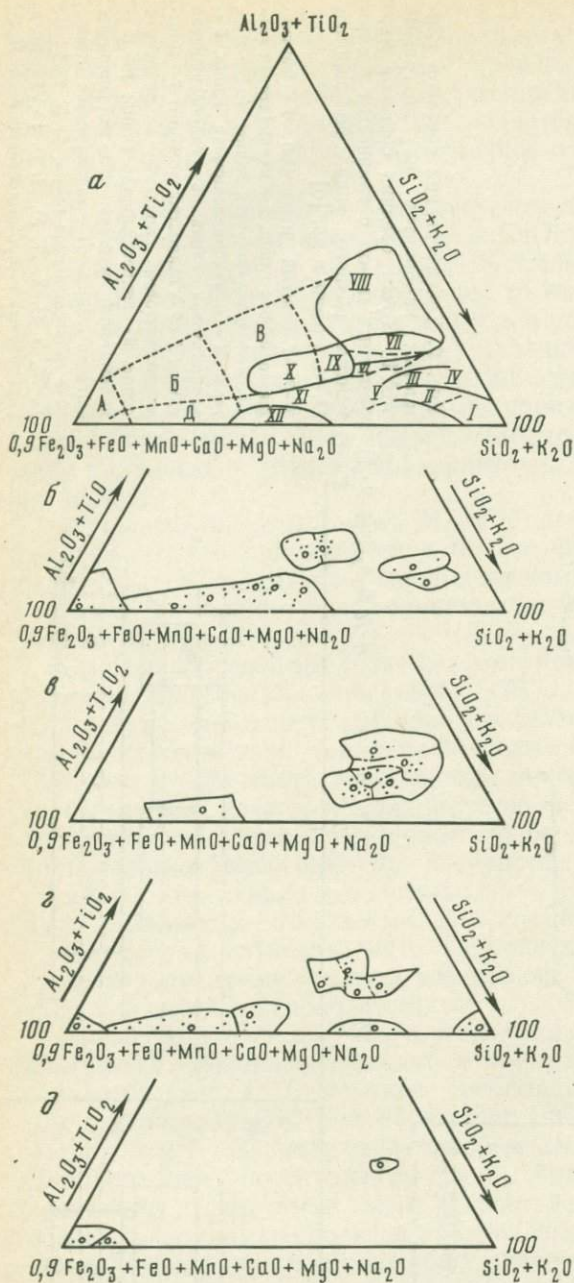


Рис. 3. Поля осадочных пород докембрия восточной части Балтийского щита на диаграмме А. Н. Неелова [5]

а — диаграмма А. Н. Неелова с дополнениями автора: I—XII — поля составов пород, по А. Н. Неелову [5]; А, Б, В, Г, Д — дополнительные поля составов пород глинисто-карбонатного ряда, выделенные автором; б — д — поля составов карбонатных и связанных с ними пород: б — гранулитового комплекса, в — кейвской серии, г — варзугской серии, д — сортавальской серии; 1 — фигуративные точки составов, 2 — точки средних составов

• 1 • 2

ными монтмориллонитовыми глинами; пироксен-плаггиоклазовые и пироксен-плаггиоклазовые с кварцем сланцы — полимиктовыми, аркозовыми песчаниками и кварцито-песчаниками.

В целом для пород гранулитового комплекса намечается следующий ряд осадков: песчаники полимиктовые и аркозовые (с примесью карбонатного материала) — монтмориллонитовые глины (с примесью карбонатного материала) — мергели — кремнистые известняки и доломиты — известняки.

Карбонатные и связанные с ними породы кейвской серии (пачка Е), по И. В. Белькову [1], изучались нами в районе Серповидного хребта на Кольском полуострове. В ней отмечается переслаивание гнейсов и кианитовых сланцев с диопсидовыми и карбонатными породами общей

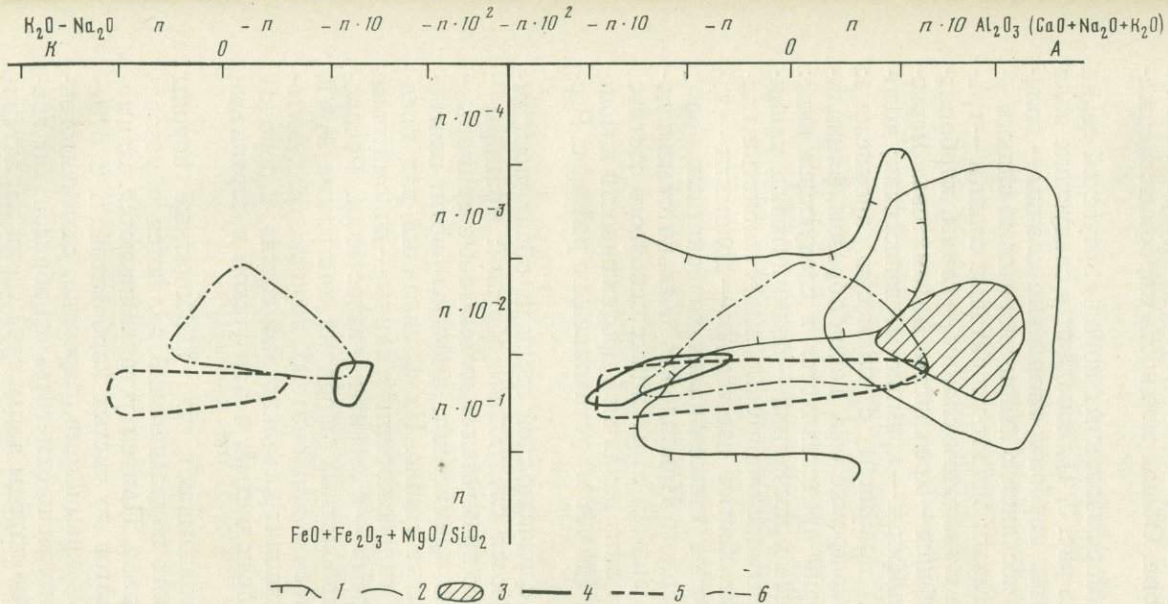


Рис. 4. Поля осадочных пород докембрия восточной части Балтийского щита

1—3 — то же, что на рис. 1; 4 — гранулитового комплекса; 5 — кейвской серии; 6 — варзугской серии

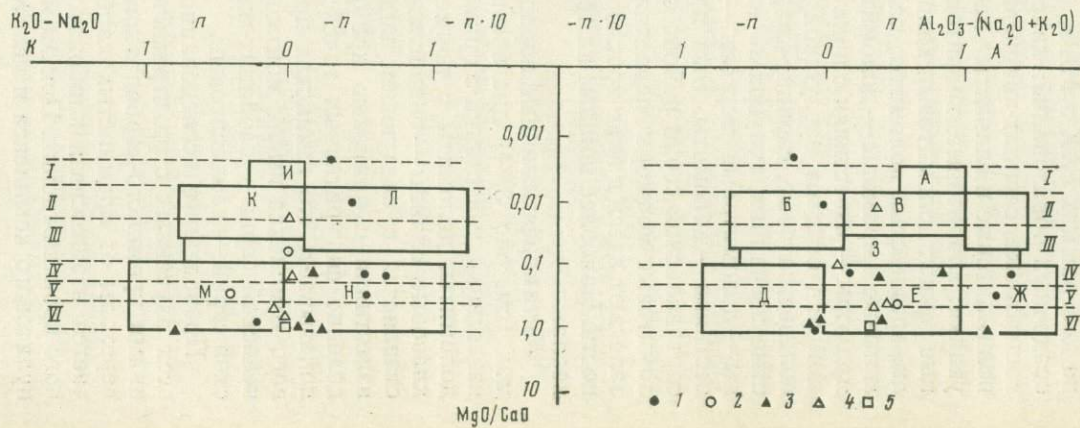


Рис. 5. Точки средних составов карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита на диаграмме МА'К

1 — гранулитового комплекса; 2 — кейвской серии; 3 — варзугской серии; 4 — сортавальской серии; 5 — онежской серии; А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З, И, К, Л, М, Н, О, 1—VI — то же, что на рис. 2

мощностью 100—120 м. Особенностью слагающих пачку Е пород в отличие от нижележащих отложений является их широкая фациальная изменчивость [4]. Петрохимическое изучение метаморфизованных образований кейвской серии (пачка Е) показало, что по положению точек на обеих диаграммах (см. рис. 3, 4) эти породы могут быть представлены следующими первично-осадочными разностями: доломитовые кальцифиры — кремнистые доломиты; гнейсы, обогащенные биотитом — гидрослюдистые глины; диопсид-плагиоклазовые сланцы — граувакки; биотит-плагиоклаз-кварцевые, мусковит-кварцевые сланцы — известковистые, полимиктовые песчаники. Таким образом, для пород пачки Е кейвской серии получается ряд осадков: полимиктовые — известковистые, глинистые песчаники, граувакки — гидрослюдистые глины — кремнистые доломиты.

Образования варзугской серии, представленные карбонатными породами, чередующимися с хлоритовыми, серицит-хлоритовыми сланцами и кварцитами, изучались в районе месторождения Титан и по р. Пана на территории Кольского полуострова. Общая мощность карбонатсодержащих разрезов 150—200 м¹.

Точки средних составов метаморфизованных пород варзугской серии на диаграммах *FAK* и *MA'K* (см. рис. 3, 4), попадают в следующие поля осадочных образований: кварциты, карбонат-кварцевые сланцы — полевошпатовые, серицит-кварцевые песчаники; кварц-хлоритовые сланцы — полимиктовые и глинистые песчаники; эпидот-хлоритовые сланцы — граувакки; хлоритовые, хлоритовые с эпидотом сланцы — глины, карбонатные глины; доломитовые кальцифиры — кремнистые доломитовые мергели, кремнистые доломиты; кальцифиры — кремнистые известняки; доломитовые мраморы — доломиты, доломиты с примесью кремнезема; мраморы — известняки с примесью кремнезема. Таким образом, фациальный ряд осадков варзугской серии представляется в следующем виде: полевошпатовые, серицит-кварцевые, песчаники — полимиктовые, глинистые песчаники, граувакки — монтмориллонитовые, известковистые глины — доломитовые мергели — кремнистые известняки — доломиты — известняки — доломиты. Был проведен также анализ карбонатных пород сортавальской серии района северного Приладожья. Кальцитовые и доломитовые мраморы, переслаивающиеся со сланцами основного состава, залегают здесь в виде прослоев и линз различной протяженности и мощности. Наиболее мощные их тела (до 400 м) установлены в районе с. Рускеала.

Метаморфизованные породы сортавальской серии на обеих диаграммах (см. рис. 3, 4) диагностируются следующим образом: мраморы — известняки, известняки с примесью кремнезема; доломитовые мраморы — доломиты, доломиты с примесью кремнезема; амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы — гидрослюдистые глины. Их фациальный ряд представляется в следующем виде: гидрослюдистые глины — доломитовые известняки с примесью кремнезема — доломиты — известняки. Распределение фигуративных точек карбонатных пород на диаграмме *MA'K* показывает, что глинистая примесь в карбонатных породах гранулитового комплекса имела монтмориллонит-каолиновый состав, в породах кейвской серии — каолинит-гидрослюдистый, а варзугской и сортавальской серий — каолиновый.

Проведенные исследования показывают, что карбонатные породы всех изученных стратиграфических подразделений являются образованиями кремнисто-карбонатного ряда. При этом устанавливаются взаимопереходы от кремнистых карбонатов до чистых карбонатов, т. е. отмечается взаимосвязь карбонатов и кремнезема, вероятно, седиментогенного происхождения. При этом интересно отметить, что образования гранулитового комплекса и некоторые породы варзугской серии характери-

¹ В работе использованы анализы образцов из коллекции Г. Б. Гиммельфарба.

Условия образования карбонатных и ассоциирующих с ними пород докембрия восточной части Балтийского щита

	Комплекс, серия	Геолого-литологические, минералогические и геохимические признаки	Условия осадконакопления
Архей	Гранулитовый комплекс	Тонкое переслаивание, наличие фациальных переходов, пестрый состав осадков Наличие в разрезе монтмориллонитовых глин Преобладание Na_2O над K_2O Постепенные переходы от кремнистых карбонатов до чистых карбонатов Карбонаты кальцитового и доломитового ряда Повышение содержания стронция, бора, фтора, лития, рубидия, отношение Sr/Ba больше 3 Карбонаты отдаленных вулканогенно-осадочных фаций Повышенные содержания MgO в карбонатных (более 0,3 %)	Мелководные фации Породы сноса основного состава, климат умеренно влажный полужасушливый Взаимосвязь кремнезема и карбонатов седиментогенного происхождения Смена гидрохимического режима бассейна осадконакопления Повышенная соленость бассейна седиментации Возможна примесь вулканогенного материала Прибрежно-морские условия
	Кейвская серия	Фациальная неустойчивость пород, наличие знаков ряби и косой слоистости, пестрый состав осадков Наличие в разрезе гидрослюдистых глин, пестрый тип распределения элементов по фациальному профилю осадков Карбонаты представлены кремнистыми доломитами с анкеритом, относятся к терригенно-осадочной фации	Мелководные фации Недалекий транспорт осадочного вещества и его слабая дифференциация Условия засушливого климата, повышенная соленость бассейна седиментации
Нижний протерозой	Варзугская серия	Значительная зрелость осадков (появление полевошпатовых и серицит-кварцевых песчаников), тонкое переслаивание карбонатов со сланцами Наличие глин монтмориллонитового состава. У некоторых типов осадков содержание Na_2O выше, чем K_2O Карбонаты кальцитового и доломитового ряда Упорядоченный тип распределения по фациальному профилю осадков Карбонаты отделенных вулканогенно-осадочных фаций Содержание MgO равно 0,11% в карбонатных осадках	Влажный климат, выраженная осадочная дифференциация вещества, мелководный бассейн Природа сноса основного состава Смена гидрохимического режима бассейна. Влажный климат, хорошо выраженная осадочная дифференциация вещества Возможна примесь вулканогенного материала Характерное значение для карбонатов гумидных зон
	Сортавальская серия	Залегание карбонатных пород в виде прослоев и линз среди амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев Содержание MgO равно 0,063—0,08 % в карбонатных породах Карбонаты кальцитового и доломитового ряда Наличие глин гидрослюдистого состава Карбонаты терригенно-осадочных фаций	Мелководные фации Карбонаты аридных зон Смена гидрохимического режима бассейна осадконакопления Слабая осадочная дифференциация, недалекий перенос вещества Обычные карбонаты морского генезиса

зуются преобладанием Na_2O над K_2O , в остальных образованиях K_2O преобладает над Na_2O . Карбонатные породы гранулитового комплекса и варзугской серии принадлежат к отложениям вулканогенно-осадочных фаций, а кейвской и сортавальской серий — к терригенно-осадочным (рис. 5).

В целом процесс накопления карбонатных и связанных с ними пород изучаемого гранулитового комплекса, кейвской, варзугской и сортавальской серий представляется в следующем виде (см. таблицу).

Состав осадков, тонкая слоистость, фациальная изменчивость, малые мощности, геохимические особенности карбонатных пород [3] позволяют считать, что образования гранулитового комплекса накапливались в условиях лагун и изолированных прибрежных участках морей. В бассейне поступал материал с высокими содержаниями магния и железа (вероятно, породы основного состава). В условиях умеренно влажного либо полусушливого климата это привело к образованию глин с монтмориллонитовой составляющей. Наличие постепенных переходов между разностями, полимиктовый состав песчаной фации осадков, повышенное содержание кальция в терригенных разностях указывает на слабую осадочную дифференциацию вещества и достаточно сглаженный рельеф в области сноса.

Фациальная изменчивость пород, наличие в них знаков ряби и косой слоистости [1] дают возможность считать, что осадки кейвской серии принадлежат к отложениям мелководных фаций. Пестрый состав их песчаной фации, наличие гидрослюдистых глин, отсутствие осадков глинисто-карбонатной фации свидетельствует о недалеком переносе вещества и его слабой дифференциации. Химический состав карбонатов, определенных как кремнистые доломиты с анкеритом, позволяет считать, что образование их происходило в условиях засушливого климата.

Отложения варзугской серии характеризуются значительной зрелостью осадков, что зафиксировано в разрезе появлением серицит-кварцевых песчаников. Наличие в них обломков материнских пород основного состава обусловило появление в глинах монтмориллонита. Присутствие глинистой примеси в карбонатных породах каолинитового состава позволяет считать, что образование их происходило в условиях влажного климата. Наличие постепенных фациальных переходов свидетельствует о мелководном характере бассейна осадконакопления. Отложения сортавальской серии могут быть отнесены к мелководным фациям, образование которых происходило в условиях умеренно влажного климата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 321 с.
2. Викулова М. Ф. Глинистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958, т. 2, с. 147—189.
3. Зайцев А. Г. Геохимические показатели условий осадконакопления карбонатных отложений докембрия в восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, т. 2, вып. 4, с. 49—53.
4. Мирская Д. Д. Супракрустальные формации Кейвской зоны.— В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 23—33.
5. Неелов А. Н. Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Л.: Недра, 1974, с. 397—400.
6. Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А. Пересчеты химических анализов метаморфических пород и некоторые вопросы регионального метаморфизма в связи с проблемами осадочной геологии докембрия (на примере карбонатных отложений).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 32—44.
7. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970. 115 с.

ВЛИЯНИЕ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ НА СООСАЖДЕНИЕ МЕДИ С КАРБОНАТАМИ КАЛЬЦИЯ В МОРСКОЙ ВОДЕ

Г. П. БОНДАРЕНКО, Г. О. НЕЧИПОРЕНКО

Изучение форм переноса химических элементов и условий, при которых происходит их концентрация, является одной из важнейших проблем геохимии, решение которой невозможно без экспериментальных исследований. Одним из факторов, вызывающих первичную концентрацию меди в осадках природных водных бассейнов, может быть карбонатообразование. Карбонатная система играет важную роль в природных водах, с ней связан ряд химических, физико-химических и биологических процессов. Карбонатное равновесие природных вод, в частности морской воды, зависит от многих факторов: рН, концентрации HCO_3^- , свободной углекислоты и т. д. Оно подвержено колебаниям, приводящим к образованию карбонатных осадков.

Многие исследователи [1, 2, 8] считают, что именно в момент своего образования карбонатная твердая фаза имеет наибольшую способность извлекать из раствора различные микрокомпоненты. Уже сформировавшийся осадок обладает этой способностью в значительно меньшей степени. Вопрос соосаждения металлов с карбонатами, выпадающими из морской воды, мало изучен, хотя, несомненно, решение его имеет огромное геохимическое значение.

В целом ряде случаев механизм карбонатообразования, по-видимому, тесно связан с процессом первичной концентрации металлов в осадочных образованиях. Постоянным компонентом природных вод и растворов является органическое вещество. Его роль в геохимических процессах в зоне осадкообразования в настоящее время хорошо известна, однако химическая природа этих процессов исследована еще недостаточно. Весьма интересным и наименее изученным является вопрос о влиянии гуминовых кислот на осаждение карбонатов и соосаждение с ними меди, учитывая, что гуминовые кислоты и фульвокислоты являются главным компонентом органических веществ поверхностных вод (до 80%). Сложная система, включающая медь, карбонаты морских вод и органические кислоты, соответствует, вероятно, природным условиям накопления меди в морских бассейнах. Исследование этой системы может внести определенный вклад в выяснение механизма осадочного образования медных месторождений.

Методика исследований

При изучении процесса осаждения и соосаждения меди с карбонатами кальция в морской воде были рассмотрены две системы: 1) система, включающая медь и карбонаты морской воды без участия гуминовых кислот; 2) та же система в присутствии гуминовых кислот.

Опыты проводились на фоне морской воды нормальной и удвоенной солености при комнатной температуре (25°C) и нормальном давлении. Исходные величины рН в опытах изменялись от 6,8 до 8,80.

Для постановки опытов с органическими кислотами использовались растворы, содержащие подвижные комплексные соединения меди с гуминовыми кислотами. Наличие этих комплексов подтверждается данными потенциометрического титрования и электрофореза. Методика получения и очистки гуминовых кислот, а также их комплексов с медью подробно описана в предыдущих работах [6]. В качестве антисептического вещества использовались кристаллы тимола.

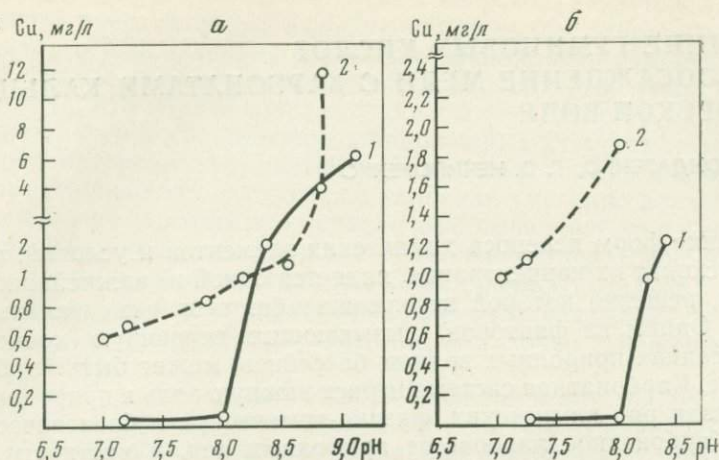


Рис. 1. Осаждение меди в присутствии выпадающего карбоната кальция в морской воде нормальной солености (а) и удвоенной солености (б)

1 — система $\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода; 2 — система медьгуминовых комплексов — $\text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода

Методика работы сводилась к следующему. В сосуды помещали по 1500 мл искусственной морской воды, приготовленной по рецепту С. В. Бруевича [4] и растворы сернокислой меди (или медьгуминовых комплексов) с содержанием металла 50 мг/л.

Карбонат кальция осаждался из морской воды медленным добавлением разбавленного раствора NaHCO_3 в количестве 0,084—9,38 г/л. Медленное добавление NaHCO_3 при низкой концентрации создавало благоприятную обстановку для перемешивания растворов. Общий объем исследуемых растворов составлял 2000 мл.

Системы выдерживались в течение длительного времени (330 сут.) до достижения относительного равновесия между жидкими и твердыми фазами. Периодически производилось определение pH и Eh растворов, меди и растворенных карбонатов, а также исследование твердых фаз с целью выяснения кинетики процессов раскристаллизации и других возможных превращений в осадках. После достижения относительно равновесного состояния жидкая и твердая фазы разделялись и анализировались. При анализе твердых фаз применялись химические, микроскопические, рентгеновские и термические методы исследования.

Система $\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода

Опыты на фоне морской воды нормальной солености. Во всех опытах (241—244) наблюдалось осаждение карбоната кальция и понижение исходной концентрации меди (табл. 1). Исследование осадков показало, что карбонат кальция осаждается в виде арагонита, за исключением опытов 243 и 244, где в осадке образуется моногидрокарбонат — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Наиболее резкое уменьшение первоначальной концентрации меди отмечается в опыте 241 (исходное pH 7,16). По мере возрастания щелочности среды и количества добавленного NaHCO_3 (опыты 243—244) наблюдается увеличение остаточной концентрации меди в морской воде (рис. 1, а). Во всем исследованном интервале pH, за исключением опытов 243 и 244, медь осаждается в виде самостоятельного минерала — атакамита $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{Cl}_2$.

Количество выпавшего атакамита уменьшается по мере подщелачивания среды за счет его растворения и перехода меди в форму карбонатных комплексов.

Таблица 1. Результаты анализа жидких фаз (система $\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4 (\text{NaHCO}_3)$ — морская вода нормальной солености)

Номер опыта	Выдержка, сут.	pH	Eh, мв	Cu^{2+}		Ca^{2+}		Mg^{2+}		NaHCO_3	Цвет осадка
				мг/л	г-ион/л	мг/л	мг-ион/л	г/л	г-ион/л	г/л	
241	0	7,16	494	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	0,122	Зеленоватый
	30	7,98	416	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$						
	60	8,05	413	0,06	$9,45 \cdot 10^{-7}$						
	180	8,0	401	0,025	$3,90 \cdot 10^{-7}$	220,0	$0,5 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,2 \cdot 10^{-2}$		
	330	8,0	400	0,025	$3,90 \cdot 10^{-7}$						
242	0	8,0	393	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,2 \cdot 10^{-2}$	0,312	Зеленовато-голубой
	30	8,3	416	0,80	$1,30 \cdot 10^{-5}$						
	60	7,75	408	0,80	$1,30 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,10	403	0,023	$3,62 \cdot 10^{-7}$	131,0	$0,3 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,2 \cdot 10^{-2}$		
	330	8,10	400	0,031	$4,70 \cdot 10^{-7}$						
243	0	8,34	375	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,2 \cdot 10^{-2}$	1,63	Голубовато-белый
	30	8,70	416	2,33	$3,62 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,64	375	2,50	$3,90 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,80	401	2,66	$4,20 \cdot 10^{-5}$	10,0	$0,2 \cdot 10^{-3}$	1,20	$5,2 \cdot 10^{-2}$		
	330	8,80	401	2,06	$3,20 \cdot 10^{-5}$						
244	0	9,10	316	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,2 \cdot 10^{-2}$	9,38	Тот же
	30	9,04	381	15,22	$2,39 \cdot 10^{-4}$						
	60	9,33	344	15,0	$2,36 \cdot 10^{-4}$						
	180	9,30	375	6,0	$9,45 \cdot 10^{-5}$	4,0	$0,2 \cdot 10^{-3}$	0,46	$1,8 \cdot 10^{-2}$		
	330	9,30	375	6,0	$9,45 \cdot 10^{-5}$						

Примечание. Анализы выполнены Е. А. Калягиной.

Таблица 2. Рентгенограммы осадка в опыте 241

Опыт 241		Атакамит, по Михееву		Арагонит		Опыт 241		Атакамит, по Михееву		Арагонит	
<i>I</i>	d_{α}	<i>I</i>	d_{α}	<i>I</i>	d_{α}	<i>I</i>	d_{α}	<i>I</i>	d_{α}	<i>I</i>	d_{α}
10	5,437	10	5,40			2	2,405				
3	5,18					7	2,330				
3	5,039	10	5,00			6	2,264	10	2,26	5	2,327
1	4,59					5	2,243				
1	4,21					2	2,185	4	2,19		
1	3,93					8	2,103			5	2,100
4	3,39			9	3,391	8	1,977			10	1,971
2	3,33					6	1,880			8	1,879
3	3,26			7	3,27	4	1,810	8	1,815	8	1,811
8	2,73	10	2,75	8	2,698	2	1,727			5	1,722
1	2,627	2	2,62			3	1,709	4	1,706		
5	2,474			7	2,478	1	1,556	8	1,556	2	1,555

Влияние возрастающего комплексобразования меди по мере увеличения щелочности среды можно продемонстрировать, сравнивая ионные произведения атакамита в опытах 241 и 242, вычисленные на основании данных равновесного состояния через 330 сут. ($10^{-67,5}$ и $10^{-62,5}$), и произведение растворимости атакамита, равное $10^{-69,4}$ [12]. Вычисленное ионное произведение составляет большую величину. Нигде в осадках не обнаружено основных карбонатов меди, несмотря на повышенную карбонатность среды.

Расчет, проведенный нами для атакамита и основных карбонатов меди — малахита и азурита, свидетельствует о том, что в морской воде, при таком соотношении концентраций ионов Cl^- и HCO_3^- , которое имеется в наших опытах, прямая кристаллизация основных карбонатов меди невозможна и более вероятно образование атакамита.

По данным Х. В. Харвея [9], атакамит в морской воде с течением времени переходит в основной карбонат. В наших опытах даже при повышенной карбонатности среды этот процесс не наблюдался.

Исследование осадков этой серии опытов показало, что атакамит выпадает в виде мелких кристаллов размером $\sim 0,001$ мм. Линии на рентгенограммах осадков соответствуют эталону атакамита (табл. 2). В опытах 241—242 параллельно с атакамитом осаждается арагонит. Арагонит выпадает в виде длиннопризматических кристаллов (до 0,05 мм). В осадке опыта 242 кристаллы арагонита расщеплены на концах. Рентгенограммы не показывают различия между этими двумя формами арагонитов. Все линии арагонита совпадают с эталонными (см. табл. 2).

Осадки в опытах 243 и 244 отличаются от описанных выше присутствием вместо арагонита гидратированной разности карбоната кальция — моногидрокальцита. Не обнаружены в осадках и медные минералы. Медь соосаждается с моногидрокальцитом. Последний выпадает в виде крупных сферолитов правильной круглой формы диаметром до 0,1 мм. Сферолиты окрашены в ярко-голубой цвет, их внутреннее строение характеризуется концентрической зональностью. Центральные зоны часто более интенсивно окрашены в ярко-голубой цвет.

Показатели преломления моногидрокальцита следующие: $N_p = 1,530-1,532$; $N_g = 1,585$. В осадке опыта 244 моногидрокальцит выпадает в виде мелких голубых сферолитов диаметром до 0,05 мм.

Через 40 сут. в осадках появляются карбонаты магния — гидромагнетит ($\text{Mg}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) и несквегонит $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Количество их резко увеличивается в осадке опыта 244. Гидромагнетит выпадает в виде

Таблица 3. Результаты анализа жидких фаз (система $(\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4 (\text{NaHCO}_3) - \text{морская вода удвоенной солености})$)

Номер опыта	Выдержка, сут.	Анализ жидких фаз									Цвет осадка
		pH	Eh, мв	Cu^{2+}		Ca		Mg		NaHCO_3	
				мг/л	г-ион/л	мг/л	г-ион/л	г/л	г-ион/л	г/л	
603	0	7,27	482	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,8	$1,24 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	0,084	Зеленовато-голубой (атакамит)
	30	7,90	460	0,025	$3,90 \cdot 10^{-7}$						
	60	7,78	437	0,02	$3,12 \cdot 10^{-7}$						
	180	7,84	421	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$						
	330	7,82	421	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$	425,0	$1,06 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$		
604	0	8,03	426	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,8	$1,24 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	0,96	Тот же
	30	8,00	426	0,09	$1,40 \cdot 10^{-6}$						
	60	8,00	457	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$						
	180	8,10	421	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$						
	330	8,00	428	0,03	$4,70 \cdot 10^{-7}$	85,0	$2,1 \cdot 10^{-3}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$		
605	0	8,22	371	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,8	$1,24 \cdot 10^{-1}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	3,95	Голубой
	30	8,72	416	6,20	$9,68 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,78	427	4,00	$6,25 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,88	425	1,00	$1,50 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,78	425	1,00	$1,50 \cdot 10^{-5}$	10,0	$2,5 \cdot 10^{-4}$	1,05	$1,07 \cdot 10^{-2}$		
606	0	8,74	356	50,0	$17,87 \cdot 10^{-4}$	497,8	$1,24 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	9,38	Тот же
	30	8,56	409	6,20	$9,68 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,80	415	2,47	$3,80 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,96	407	1,26	$2,0 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,86	418	1,26	$2,0 \cdot 10^{-5}$	10,0	$2,5 \cdot 10^{-4}$	1,05	$4,3 \cdot 10^{-2}$		

Примечание. Анализы выполнены А. А. Рябининой.

мелких белых непрозрачных сферолитов размером 0,01 мм, несквегонит — в виде длиннопризматических прозрачных бесцветных кристаллов размером до 5—6 мм. Идентификация карбонатов магния производилась по данным рентгеновского анализа.

Через 200 сут. произошли изменения в минеральном составе осадков. Первоначально выпавший в осадок моногидрокальцит частично замещается кристаллами гидромагнезита. Одновременно в осадках появляется вторичный арагонит. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в сильнощелочной среде (опыт 244).

Проведенное исследование осадков позволяет утверждать, что в этих условиях медь соосаждается с моногидрокальцитом. По данным рентгеновского анализа, соосаждение носило неизоморфный характер.

Опыты на фоне морской воды удвоенной солености. В данной серии опытов осаждение меди протекает полнее, чем в морской воде нормальной солености (табл. 3). По мере повышения исходного рН и количества добавленного NaHCO_3 концентрация меди в растворе увеличивается (см. рис. 1, а, б), но все же лежит ниже уровня, наблюдавшегося в морской воде нормальной солености. Это связано с большим количеством выпадающего карбоната кальция и соосаждением с ним больших количеств меди. При этом атакамит и арагонит, выпавшие в осадок в этих условиях, аналогичны минералам, полученным в предыдущей серии опытов. Моногидрокальцит в виде крупных голубых сферолитов и карбонаты магния выпадают, как и в опытах 241—244, в сильно щелочной среде с большими добавками NaHCO_3 (опыты 605 и 606, исходная рН 8,2—8,8). В морской воде удвоенной солености моногидрокальцит в этих условиях также неустойчив и через 250 сут. начинает разрушаться с одновременным выделением вторичного арагонита. Химический анализ карбонатов кальция, выпавших в морской воде нормальной и удвоенной солености, показал, что первичные арагониты практически не содержали в своем составе меди. Медь соосаждается только с моногидрокальцитом. Этот процесс происходит, как показали наши исследования, при обычных значениях рН морской воды.

Система медь-гуминовые комплексы — $\text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода

Опыты на фоне морской воды нормальной солености. Присутствие в морской воде гуминовых кислот сильно влияет на сокристаллизацию ионов меди с карбонатными осадками и на характер осадков. Это вызвано не только образованием устойчивых комплексов меди с гуминовыми кислотами, но и образованием комплексов кальция.

Наши предыдущие исследования показали [3], что в морской воде происходит частичная коагуляция гуминовых кислот и полное их выпадение в сильнощелочных средах, что вызвано образованием труднорастворимых гуматов кальция. Добавление больших количеств натрия (в виде NaHCO_3) способствует частичной замене кальция в гуминовых кислотах на натрий. Растворимость, вернее дисперсность, гуминовых кислот увеличивается. Действительно, на протяжении 330 сут. растворы во всех опытах имели светло-коричневую окраску. Присутствие гуминовых кислот в растворе задерживает процесс осаждения кальция во всем исследуемом диапазоне значений рН (рис. 2, а). Так, в исходных растворах содержание Са 248,5 мг/л (табл. 4). В опыте 621 (исходное рН=7,8) через 330 сут. оставалось 195,2 мг/л Са, в аналогичном опыте, поставленном в отсутствие гуминовых кислот (опыт 242), концентрация кальция составляла 131,0 мг/л. Это увеличение концентрации связано с образованием комплексов кальция с гуминовыми кислотами. По данным Э. А. Чувилевой и К. В. Чмутова [10], устойчивость комплексных соединений кальция с гуминовыми кислотами довольно высокая ($\lg K_{\text{уст}} = 3,06$) и выше устойчивости комплексных соединений кальция с анионами угольной кислоты.

Таблица 4. Результаты анализа жидких фаз (система медьгуминовые комплексы — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода нормальной солености)

Номер опыта	Выдержка сут.	pH	Eh, мВ	Cu ²⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		NaHCO ₃	Цвет осадка
				мг/л	г-ион/л	мг/л	г-ион/л	г/л	г-ион/л	г/л	
619	0	6,95	487	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	0,084	Зеленоватый
	30	8,22	396	0,42	$6,56 \cdot 10^{-6}$						
	60	8,10	401	0,55	$8,60 \cdot 10^{-6}$						
	120	8,10	410	0,48	$7,50 \cdot 10^{-6}$						
	180	8,10	410	0,48	$7,50 \cdot 10^{-6}$						
	330	8,10	410	0,63	$9,70 \cdot 10^{-6}$	230,0	$0,58 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$		
620	0	7,20	466	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	0,167	Бурый
	30	8,35	360	0,66	$8,12 \cdot 10^{-6}$						
	60	8,25	417	0,66	$8,12 \cdot 10^{-6}$						
	120	8,25	417	0,66	$8,12 \cdot 10^{-6}$						
	180	8,12	411	0,66	$8,12 \cdot 10^{-6}$						
	330	8,12	411	0,66	$8,12 \cdot 10^{-6}$	230,0	$0,58 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$		
621	0	7,83	416	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	0,444	Тот же
	30	8,50	393	1,32	$2,06 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,44	416	1,00	$1,56 \cdot 10^{-5}$						
	120	8,36	419	0,90	$1,48 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,30	411	0,85	$1,32 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,30	410	0,85	$1,32 \cdot 10^{-5}$	195,2	$0,58 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$		
622	0	8,15	406	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	0,96	«
	30	8,60	387	1,70	$2,66 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,50	411	1,20	$1,87 \cdot 10^{-5}$						
	120	8,50	411	1,00	$1,56 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,40	405	1,00	$1,56 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,40	402	1,00	$1,56 \cdot 10^{-5}$	105,1	$0,26 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$		

Таблица 4. (окончание)

Номер опыта	Выдержка суг.	рН	Ен, мв	Cu ²⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		NaHCO ₃	Цвет осадка
				мг/л	г-ион/л	мг/л	г-ион/л	г/л	г-ион/л	г/л	
623	0	8,60	361	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	1,34	Бурый
	30	8,75	386	2,20	$3,43 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,70	413	1,70	$2,65 \cdot 10^{-5}$						
	120	8,70	413	1,55	$2,40 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,70	406	1,55	$2,40 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,70	402	1,55	$2,40 \cdot 10^{-5}$						
624	0	8,80	353	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	3,95	Буровато-коричневый
	30	8,95	354	7,60	$1,18 \cdot 10^{-4}$						
	60	9,06	406	6,00	$9,37 \cdot 10^{-5}$						
	120	9,12	390	4,60	$6,85 \cdot 10^{-5}$						
	180	9,08	386	4,20	$6,56 \cdot 10^{-5}$						
	330	9,08	385	4,20	$6,56 \cdot 10^{-5}$						
625	0	8,80	336	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	248,5	$0,6 \cdot 10^{-2}$	1,29	$5,20 \cdot 10^{-2}$	9,38	Тот же
	30	9,20	3,36	20,0	$3,13 \cdot 10^{-4}$						
	60	9,20	356	20,0	$3,13 \cdot 10^{-4}$						
	120	9,24	385	13,6	$2,2 \cdot 10^{-4}$						
	180	9,15	375	11,7	$1,96 \cdot 10^{-4}$						
	330	9,15	375	11,7	$1,96 \cdot 10^{-4}$						
				21,0		$0,7 \cdot 10^{-3}$	0,47	$2,0 \cdot 10^{-3}$			

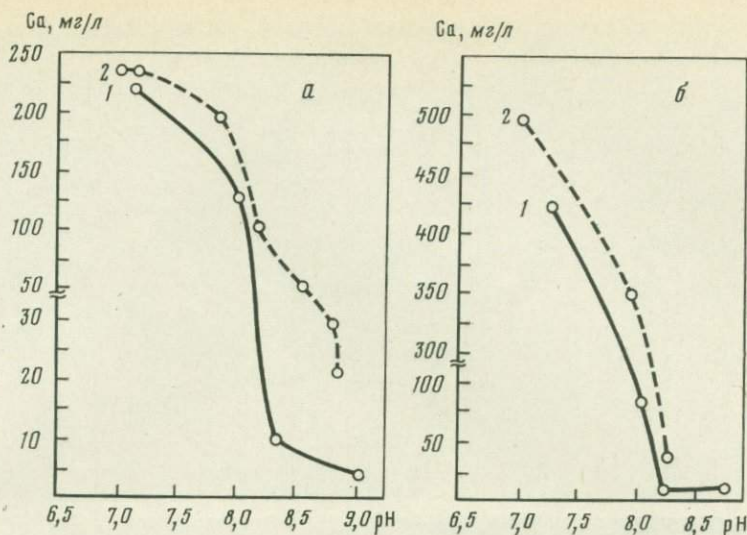


Рис. 2. Осаждение кальция в морской воде нормальной солености (а) и удвоенной солености (б)

1 — система $\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода; 2 — система медьгуминовые комплексы — $\text{H}_2\text{SO}_4(\text{NaHCO}_3)$ — морская вода

Устойчивость растворимых комплексов меди с гуминовыми кислотами в морской воде в зависимости от исходных значений рН среды иллюстрирует рис. 1, а.

По-видимому, повышение дисперсности гуминовых кислот приводит к увеличению устойчивости растворимых комплексов меди. Так, остаточные концентрации меди резко повышаются в растворах с сильно щелочной средой (опыты 624 и 625, см. табл. 4).

В процессе исследований было установлено, что состав осадков меняется в зависимости от исходных рН раствора и количества добавленного NaHCO_3 . Ассоциация атакамита с арагонитом отмечается только в опыте 619 (исходная рН=6,95). Причем осадка выпадает мало. Минералогические исследования показали, что первоначально медь выпадает в виде нерастворимых гуматов меди. Через некоторый промежуток времени часть осевшей меди переходит в атакамит. По своим размерам кристаллы атакамита в 100 раз крупнее, чем в аналогичных опытах, поставленных в отсутствие органического вещества. В осадках опытов 620—624 (исходная рН=7,20—8,80) медный минерал отсутствует, медь выпадает в виде труднорастворимых гуматов меди. Часть меди соосаждается с моногидрокальцитом. В данной системе, в отличие от системы без гуминовых кислот, моногидрокальцит начинает выпадать из раствора при исходном рН=7,2 (см. табл. 4). Процессу осаждения моногидрокальцита предшествует осаждение части гуминовых кислот в виде труднорастворимых гуматов. Как показал химический анализ осадков в опыте 621 (исх. рН=7,83) — 98,7% всего количества выпавшей меди осаждается в виде труднорастворимых гуматов и только 1,3% соосаждается с моногидрокальцитом. С увеличением количества выпавшего карбоната кальция увеличивается и количество меди, соосажденное с моногидрокальцитом. В осадке опыта 624 90% меди соосаждается с моногидрокальцитом. Вероятно, это связано с формой его выделения. В нейтральных и слабощелочных средах (опыты 620—622) моногидрокальцит выделяется в виде крупных кристаллов желтоватого цвета (Табл. I, 1), в сильнощелочных — в виде концентрически-зональных сферолитов, окрашенных гуминовыми кислотами в буро-коричневый цвет. Максимальное количество гуминовых кислот приурочено к центральной зоне сферолита (Табл. II, 2). Рентгенограммы кристаллов и сферолитов

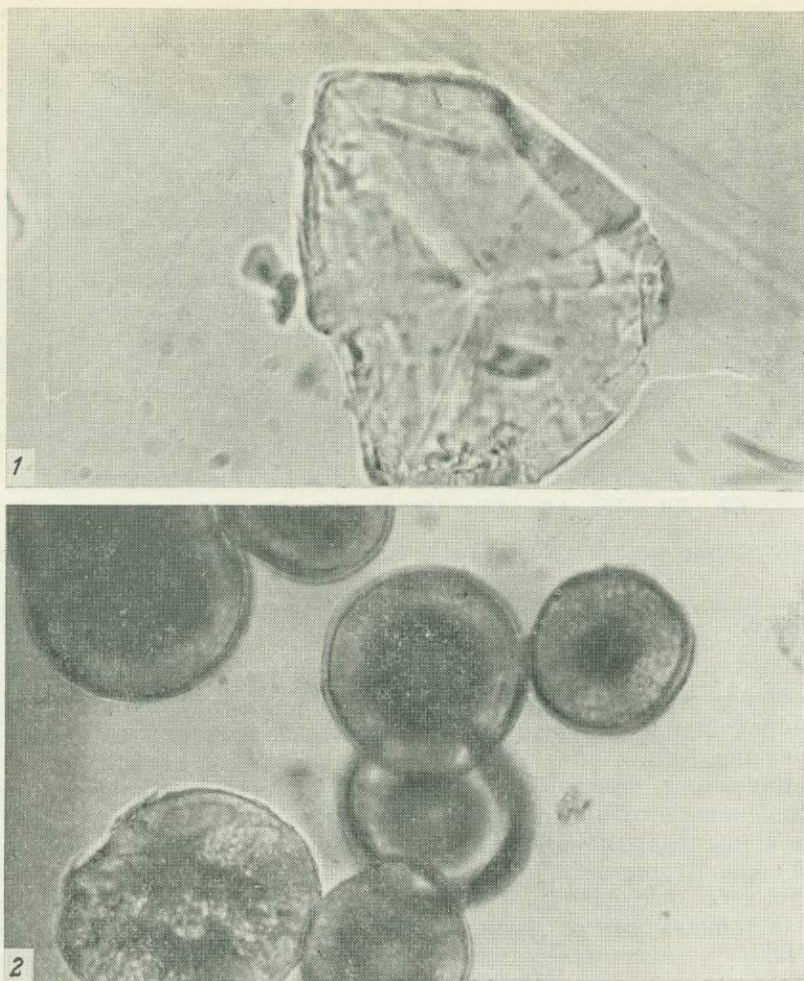


Таблица I. Выделения моногидроксида кальция в нейтральных и слабощелочных средах

1 — кристалл моногидроксида кальция, равномерно окрашенный гуминовой кислотой в светло-бурый цвет (опыт 621). Увел. 400; 2 — концентрически-зональные сферолиты моногидроксида кальция с включениями гуминовых кислот (опыт 625). Увел. 400

моногидроксида кальция идентичны (табл. 5). Химический анализ показал (табл. 6), что кристаллы моногидроксида кальция содержат 0,5% меди, а сферолиты — 4,6%. Форма вхождения меди в моногидроксида кальция пока неясна.

В осадке опыта 625, где выпало наибольшее количество карбоната кальция, отсутствуют и медные минералы и труднорастворимые гуматы. Вся медь и выпавшая гуминовая кислота соосаждаются с моногидроксида кальция. Через 120 сут. в осадках (опыты 624 и 625) появляется карбонат магния — несквегонит. Признаков замещения и перехода моногидроксида кальция в арагонит не наблюдалось, в отличие от системы, поставленной без гуминовых кислот. Таким образом, гуминовые кислоты способствуют устойчивости моногидроксида кальция в морской воде, в диапазоне исходных рН 7,2—8,8.

Опыты на фоне морской воды удвоенной солености. Изменение концентрации меди и кальция в растворах в зависимости от исходных величин рН показано на рис. 1, 2 и в табл. 7. Кривые осаждения меди и кальция в этих опытах и в опытах на фоне морской воды нормальной

Таблица 5. Рентгенограммы моногидрокальцитов

Опыт 621 (кристаллы)		Опыт 625 (сферолиты)		Моногидро- кальцит [14]		Опыт 621 (кристаллы)		Опыт 625 (сферолиты)		Моногидро- кальцит [14]	
I	d _α	I	d _α	I	d _α	I	d _α	I	d _α	I	d _α
1	5,28	2	5,31	28	5,271	1	2,37	3	2,368	31	2,372
3	4,32	5	4,31	100	4,327					7	2,274
				1	3,906			1	2,227		
1	3,60			1	3,491					1	2,2065
				2	3,142	3	2,169	4	2,161	2	2,1845
5	3,08	6	3,068	77	3,072					50	2,1625
				14	3,042					2	2,103
		3	2,92	3	2,912	1	1,993	1	1,993	9	2,0315
2	2,83			45	2,825					14	1,993
				1	2,634	4	1,933	5	1,929	26	1,942
				2	2,548			1	1,817	54	1,9275
				5	2,520			3	1,771	10	1,822
1	2,49	2	2,51	17	2,490			1	1,443		
				6	2,430			1	1,365		
								1	1,339		

Таблица 6. Химический состав моногидрокальцитов
(в % к воздушно-сухой навеске)

Окислы	Опыт 621	Опыт 625	Моногидрокальцит [14]
CaO	47,5	41,5	42,86
SrO	—	—	0,04
MgO	—	2,2	1,05
Na ₂ O	—	—	0,42
K ₂ O	—	—	0,07
CuO	0,5	4,6	—
FeO	—	—	0,03
CO ₂	34,8	33,2	35,05
P ₂ O ₅	—	—	0,1
H ₂ O ₁₀₀ [°]	0,8	1,3	1,65
H ₂ O ₂₀₀ [°]	15,8	14,7	13,36
Органичес- кое вещество	1,3	4,1	3,97
SiO ₂	—	—	1,28
Cl ₂	—	—	0,01
SO ₃	—	—	0,01
С у м м а	100,7	101,6	99,90

солености почти полностью совпадают. При удвоенной солености раствор имеет большую ионную силу, что, как известно, должно приводить к большей растворимости соединений. В наших опытах этот эффект снижается из-за повышения карбонатности раствора и связанной с ним сильной коагуляцией гуминовых кислот. Растворы уже через 20 сут. имели светло-желтую окраску.

Исследование осадков показало, что в отличие от опытов с морской водой нормальной солености в новой серии опытов не происходит осаждения медных минералов. Медь осаждается с моногидрокальцитом в виде гуматов (опыты 640, 641). В осадке опыта 642, кроме моногидро-

Таблица 7. Результаты анализа жидких фаз (система медьгуминовые комплексы — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода удвоенной солености)

Номер опыта	Выдержка, сут.	pH	Eh, мВ	Cu ²⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		NaHCO ₃ г/л	Цвет осадка
				мг/л	г-ион/л	мг/л	г-ион/л	мг/л	г-ион/л		
620	0	6,86	483	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,5	$1,24 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	0,084	Бурый
	30	8,24	445	1,27	$1,99 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,24	425	0,90	$1,48 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,10	439	0,90	$1,48 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,10	440	0,90	$1,48 \cdot 10^{-5}$	490,0	$1,22 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$		
641	0	7,80	386	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,5	$1,24 \cdot 10^{-2}$			0,96	Буровато-коричневый
	30	8,26	441	2,66	$1,01 \cdot 10^{-5}$						
	60	8,26	425	1,50	$2,35 \cdot 10^{-5}$						
	180	8,16	433	1,10	$1,72 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,16	433	1,10	$1,72 \cdot 10^{-5}$	355,6	$8,88 \cdot 10^{-3}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$		
642	0	8,20	406	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	497,5	$1,24 \cdot 10^{-2}$	2,58	$1,07 \cdot 10^{-1}$	3,96	Тот же
	30	8,60	423	7,60	$1,2 \cdot 10^{-4}$						
	60	8,78	412	5,50	$0,86 \cdot 10^{-4}$						
	180	8,72	427	3,90	$6,0 \cdot 10^{-5}$						
	330	8,72	427	1,90	$3,0 \cdot 10^{-5}$	35,0	$8,6 \cdot 10^{-4}$	1,05	$4,3 \cdot 10^{-2}$		

Примечание. Анализы выполнены А. А. Рябининой.

кальцита, осаждается гидромагнетит (50% всего осадка). В этих условиях отмечается высокая устойчивость моногидрокальцита. На протяжении всего периода эксперимента (330 сут.) не было обнаружено никаких изменений в минеральном составе осадков.

Образование моногидрокальцита в данных системах интересно с геологической точки зрения, так как он встречается в современных осадках в ассоциации с протодоломитом и магнезиальным кальцитом [13, 16].

Впервые этот минерал был синтезирован рядом исследователей [11, 15] как побочный продукт в экспериментах по искусственному осаждению доломита из морской воды. Вероятно, его роль в процессе карбонатообразования более значительна, чем до сих пор предполагалось. Все исследователи указывают на нестабильность моногидрокальцита и легкий переход в арагонит и кальцит. Возможно, по этой причине он не обнаружен в древних осадках. Наши исследования показали, что его образование не является случайным, он возникает в определенных условиях как метастабильная фаза. Гуминовые кислоты повышают стабильность моногидрокальцита.

Таким образом, полученные экспериментальные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Выпадающие карбонаты извлекают из раствора большую часть содержащейся в нем меди. Количественный эффект соосаждения меди с карбонатами зависит от полноты их выделения, формы, в которой они осаждаются (кристаллы, сферолиты), а также от присутствия гуминовых кислот в растворе.

2. Помимо соосаждения, выпадающие карбонаты, создавая высокую величину pH и большую буферность равновесных растворов, способствуют быстрому выпадению меди в виде самостоятельной минеральной формы — атакамита, а в системах с гуминовыми кислотами — в виде гуматов.

3. Присутствие гуминовых кислот в морской воде задерживает процесс осаждения меди и карбонатов кальция.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексин О. А., Моричева Н. П.* К вопросу о стабильности карбонатной системы в природных водах.— Докл. АН СССР, т. 117, № 6, с. 1030—1032.
2. *Алексин О. А., Моричева Н. П.* К изучению сорбции микроэлементов карбонатной системой природных вод.— Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 4, с. 943—945.
3. *Бондаренко Г. П.* Об устойчивости растворимых комплексных соединений меди с гуминовыми и фульвокислотами в различных средах.— Геохимия, 1972, № 8, с. 1012—1023.
4. *Бруевич С. В.* Средний химический состав океанской воды и «нормальная» морская вода по современным данным.— Пробл. Арктики, 1946, № 4, с. 14—37.
5. *Варшалл Г. М.* О состоянии минеральных компонентов в поверхностных водах.— Пробл. аналит. химии, 1977, т. 5, с. 94—107.
6. *Листова Л. П., Бондаренко Г. П.* Осаждение и дифференциация меди, свинца и цинка в условиях зоны осадкообразования. М.: Недра, 1978. 105 с.
7. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Ч. 1. 550 с.
8. *Разенкова Н. И.* Соосаждение как один из основных механизмов накопления редких элементов.— В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Недра, 1971, с. 45—53.
9. *Харвей Х. В.* Современные успехи химии и биологии моря. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 310 с.
10. *Чувилева Э. А., Чмутов К. В.* Изучение ионнообменной сорбции радиоэлементов почвами.— Журн. физ. химии, 1962, т. 36, выл. 4, № 6, с. 1412—1427.
11. *Baron G., Pesneau M.* Sur l'existence et un mode de préparation du monohydrate de carbonate de calcium.— Compt. Rend., 1956, v. 243, p. 1217—1219.
12. *Barton P. B., Bethke P. M.* Thermodynamic properties of some syntetic and minerals.— J. Amer. Sci., 1960, v. 258-A, p. 21—34.
13. *Catherine H., Skinner W.* Precipitation of calcium dolomits and magnesian calcites in the South east of South Australia.— Amer. J. Sci., 1963, v. 261, p. 449—472.
14. *Hull H., Turnbull A. G.* A thermochemical study of monohydrocalcite.— Geochem. et cosmochem. Acta, 1973, v. 37, N 3, p. 685—694.
15. *Malone Ph., Towe K. M.* Mikrobial carbonate and phosphate precipitates from sea water cultures.— Mar. Geol., 1970, v. 9, p. 301—309.
16. *Taylor G. F.* The occurrence of monohydrocalcite in two small lakes in the southeast of South Australia.— Amer. mineral., 1975, v. 60, p. 690—697.

УДК 553

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЗМА СИДЕРИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

И. Г. ГАНЕЕВ, Р. П. КОТИНА, Е. К. МАЛИНОВСКАЯ

Установление первичной природы высокожелезистых пород в докембрийских железисто-кремнистых формациях имеет большое значение для изучения осадконакопления в докембрии, особенно на рубеже архея и протерозоя, когда масштабы осадочного железорудного процесса достигли максимума. Одной из гипотез, позволяющих объяснить масштабы железорудного процесса в докембрии, является предположение о преимущественно карбонатной форме переноса и накопления железа в осадках в условиях высокой концентрации углекислого газа в докембрийской атмосфере и гидросфере.

Экспериментальное моделирование процессов метаморфизма позволяет установить принципиальную возможность образования ассоциаций некоторых минералов в условиях вторичных преобразований осадочных пород определенного состава [1]. Особенностью метаморфизма высокожелезистых пород является зависимость минерального состава метаморфических пород от парциального давления кислорода, величина которого является функцией минерального состава исходных осадочных пород (при отсутствии внешнего буфера, поддерживающего P_{O_2} на постоянном уровне, независимом от реакций внутри системы). В рассматриваемом случае анализ восстановительно-окислительных реакций в системе может дать дополнительные аргументы для объяснения формы минеральной связи железа в первичных породах.

В качестве объекта исследований в данной работе были использованы образцы осадочных пород (глинистый песчаник, сидерит) из си-

деритоносных ааленских отложений Горного Дагестана, образовавшихся в условиях интенсивного прогибания восточной части миегосинклинали Большого Кавказа. В опытах использовались смеси пород (C1, C2, C3) с соотношением сидерит : псаммит, равным, соответственно 1 : 1, 2 : 1, 3 : 1, что соответствует колебаниям содержания FeO в пробе от 40 (при соотношении 1 : 1) до 60% (при соотношении 3 : 1). Содержания остальных компонентов в пробах составляли (в %): Al_2O_3 10—18, MgO 3—5, CaO 6—8. В треугольнике составов CaO—MgO— Σ FeO фигуративные

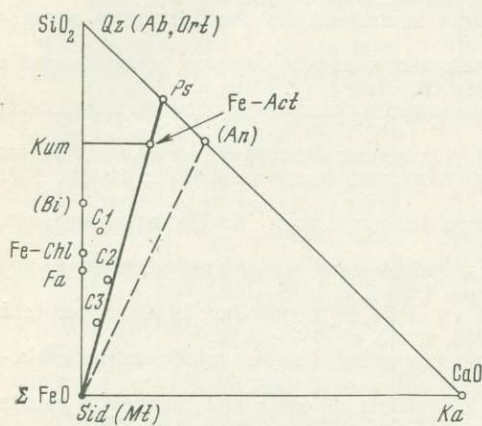


Рис. 1. Состав исходных пород на диаграмме CaO— Σ FeO—SiO₂

C1, C2, C3 — фигуративные точки составов смесей. Qz — кварц; Ab — альбит; Ort — ортоклаз; Kum — куммингтонит; Fe—Act — кальциевый амфибол; An — анортит; Bi — биотит; Fe—Chl — железистый хлорит; Fa — фаялит; Sid — сидерит; Mt — магнетит; Ka — кальцит; Ps — псаммит

точки составов проб C1, C2, C3 располагаются вдоль линии, соединяющей составы Ca-амфибола с магнетитом (рис. 1). Минеральный состав смесей, рассчитанный на основе химических анализов исходных пород, следующий (в %): кварц 25—10, полевой шпат 20—10, глинистое вещество 5—2,5, карбонат железа (с соотношением компонентов Fe : Mg : Ca = 8 : 1 : 1) 50—75.

Исследования проводились ампульным методом при $T=400, 450, 500, 550^\circ C$ и $P_{\text{общ}}=P_{H_2O}=\text{---}$ 1000 и 2000 атм; давление CO_2 , образовавшегося при разложении сидерита, составляло 50—100 атм, давление кислорода не контролировалось. Навеска образца весом 1—2 г помещалась в платиновую ампулу объемом около 16—17 см³. Давление воды задавалось заполнением. Для проведения исследования использовались

автоклавы с коническим самоуплотняющимся затвором, которые помещались в вертикальные печи с двухсекционным обогревом, позволяющие регулировать температуру как в верхней, так и в нижней зонах печи. Температура измерялась хромель-алюмелевыми термопарами, присоединяемыми непосредственно к корпусу автоклава. Контроль за температурой в печи осуществлялся круглосуточно каждые 0,5 ч. при помощи приборов МПП-154М, точность измерения составляла $\pm 3^\circ C$, колебания по наружной стенке в среднем составляли около 5° (максимум 10°). Ввод печей в режим проводился в течении 5—6 ч., выдержка составляла 24—40 сут. После отключения печей автоклавы охлаждались до $300^\circ C$, затем закаливались.

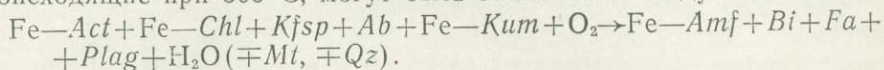
Диагностика продуктов реакций проводилась рентгенографическим методом на дифрактометре УРС-50ИМ (железный анод, никелевый фильтр). Расшифровка дифрактограмм осуществлялась на основании дифрактограмм эталонов чистых фаз из ASTM.

В составе продуктов экспериментов отмечались следующие наборы фаз: при $400\text{—}450^\circ C$ — железистые хлориты типа шамозита и гриналита, кварц, магнетит, при $500^\circ C$ — железистые хлориты, железистые амфиболы (актинолит, куммингтонит), биотит, фаялит, магнетит, плагио-клаз; при $550^\circ C$ — железистые амфиболы, биотит, магнетит, плагио-клаз (олигоклаз).

Полученные данные позволяют определить характер минеральных реакций в условиях изохимического метаморфизма при $P_{\text{общ}}=P_{H_2O}$ (парциальное давление CO_2 составляло 0,05% от общего давления) в параметрах, соответствующих зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Изменения минеральных фаз, характеризующие смену

минеральных ассоциаций в указанном интервале температуры, можно представить в виде двух типов реакций: 1) реакция дегидратации гидроксилсодержащих силикатов железа: хлорита, амфибола; 2) реакция образования биотита и амфибола при взаимодействии силикатов железа с полевыми шпатами.

Реакции дегидратации железистых силикатов наблюдались в интервале температур 500—550°С. Они приводили к увеличению количества амфиболов за счет хлорита, полностью исчезающего при 550°С, и к образованию фаялита. Реакции второго типа приводили к появлению биотита и усложнению состава амфибола при 500°С и увеличению основности плагиоклаза (при температуре свыше 500°С). В целом изменения, происходящие при 500°С, могут быть записаны в следующем виде:



Общее количество участвующих в реакции фаз (Φ) равняется десяти (хлорит, актинолит, куммингтонит, фаялит, биотит, кварц, магнетит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат, вода), а число компонентов (K) — восьми (SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , O_2). Следовательно, число степеней свободы (независимых параметров n) в рассматриваемой системе при фиксированных значениях T и $P_{\text{общ}}$ равно нулю, так как в соответствии с правилом фаз $n = K + 2 - \Phi$. Таким образом, состояние системы с данным набором компонентов при $T = 500^\circ\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2} = 1000$ атм близко к состоянию неинвариантного равновесия, описывающего смену парагенезисов в метаморфических породах аналогичного состава при переходе от верхней ступени зеленосланцевой фации к амфиболитовой. Для данного типа пород эта граница располагается между 500 и 550°С.

Присутствие в продуктах экспериментального метаморфизма фаялита позволяет оценить величину парциального давления кислорода в экспериментах. При $T = 500^\circ\text{C}$ парциальное давление кислорода было ниже (или равно) величины P_{O_2} на линии реакции образования фаялита. Этот факт дает основание предполагать, что в формировании P_{O_2} на некотором этапе минералообразования в системе участвовал так называемый графитовый буфер. Образование графитового буфера парциального давления кислорода неоднократно описано и продемонстрировано экспериментально и теоретически [2] в безводной системе в результате разложения сидерита. В присутствии воды образование графита как твердой фазы в результате диссоциации CO_2 менее вероятно, однако, не исключено — как промежуточного продукта реакций во флюидной фазе, как на то указывают результаты экспериментов при $T = 500^\circ\text{C}$ в данной системе. По-видимому, условия минералообразования в данном случае были близки к моновариантным (при постоянстве T , $P_{\text{общ}}$ и валового состава пробы), что обусловило постоянство состава флюидной фазы, в том числе величины P_{O_2} на уровне графитового буфера, зафиксированной в минеральных ассоциациях продуктов экспериментов. Присутствие высокожелезистых силикатов характерно для минеральных ассоциаций железистых кварцитов, что является косвенным подтверждением предположения о значительной роли железистых карбонатов в первичных породах железистых формаций. Полученные данные указывают на вероятность образования графитового буфера в реакциях минералообразования в карбонатсодержащих породах в присутствии флюида сложного состава (вода + углекислота).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К. Роль экспериментального исследования и литологических реконструкций метаморфических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 135—137.
2. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 287 с.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСАХ ПО АКЦЕССОРНЫМ МИНЕРАЛАМ¹

А. Е. ЖИВКОВИЧ, П. А. ЧЕХОВИЧ, А. А. КОЛОМЕНСКИЙ

В состав нерастворимых остатков карбонатных пород входят глинистый материал и различные типы алевритовых и песчаных зерен. Анализ распределения кластических компонентов в вертикальном разрезе и по площади несет ценную информацию об источниках сноса, процессах выветривания и переноса, а также об обстановках карбонатной седиментации. Другой важной областью применения метода минералогического анализа нерастворимых остатков является расчленение и корреляция частных разрезов немых и фаунистически слабо охарактеризованных карбонатных толщ и комплексов. Практика выделения стратиграфических единиц, классифицируемых по типичным ассоциациям акцессорных минералов (минералогические зоны [3]), основывается на представлении, согласно которому состав аллотигенной примеси, поступавшей в древние бассейны осадконакопления, не оставался постоянным во времени. В результате нередко делается вывод о том, что наиболее значительные стратиграфические рубежи должны быть проявлены сменой минеральных ассоциаций акцессорных компонентов.

Тем не менее необходимо учитывать ограничения, присущие рассматриваемому методу. Они вытекают из особенностей поведения тех или иных элементов аллотигенной примеси в различных фазах экзогенного цикла (размыв, перенос, консервация). Принято считать, что минеральный состав нерастворимых остатков зависит главным образом от источников сноса. В процессе транспортировки происходит известная дифференциация обломочного материала в дистальном направлении. По мере удаления от береговой линии обнаруживается тенденция ко все большей зрелости некарбонатной составляющей при одновременном уменьшении ее содержания. Естественно предположить, что наиболее высокие и равномерно распределенные концентрации терригенной примеси должны наблюдаться в пределах более или менее изолированных бассейнов, в частности на закрытых шельфах. Поэтому очевидно, что трудно ожидать высокой эффективности обсуждаемого метода при расчленении и корреляции карбонатных отложений, формировавшихся на открытых шельфах и (или) вдали от побережий. Таким образом, стратиграфические построения, базирующиеся на анализе изменений состава акцессорных минералов, должны учитывать палеогеографическую позицию изучаемых объектов.

Постановка задачи и выбор объекта исследования. Оценка разрешающей способности рассматриваемого метода и проверка валидности выявленных границ могут быть осуществлены по трем главным направлениям: 1) идентификация фаунистически обоснованных границ; 2) расчленение немых толщ; 3) сопоставление последних с инофациальными единицами, возраст которых установлен биостратиграфически. При этом объект изучения должен обладать, как минимум, следующими свойствами: 1) быть хорошо изученным в биостратиграфическом отношении и иметь разработанную палеогеографическую модель; 2) иметь гетерофациальное строение и включать в свой состав как фаунистически охарактеризованные, так и немые толщи; 3) охватывать значительные по мощности и стратиграфическому объему интервалы региональ-

¹ Обсуждаемый метод может быть успешно использован для расчленения и корреляции разрезов карбонатных формаций докембрия. В связи с этим редакция сочла возможным включить в сборник данную работу, несмотря на то, что исследования были выполнены на палеозойском объекте. (Прим. ред.).

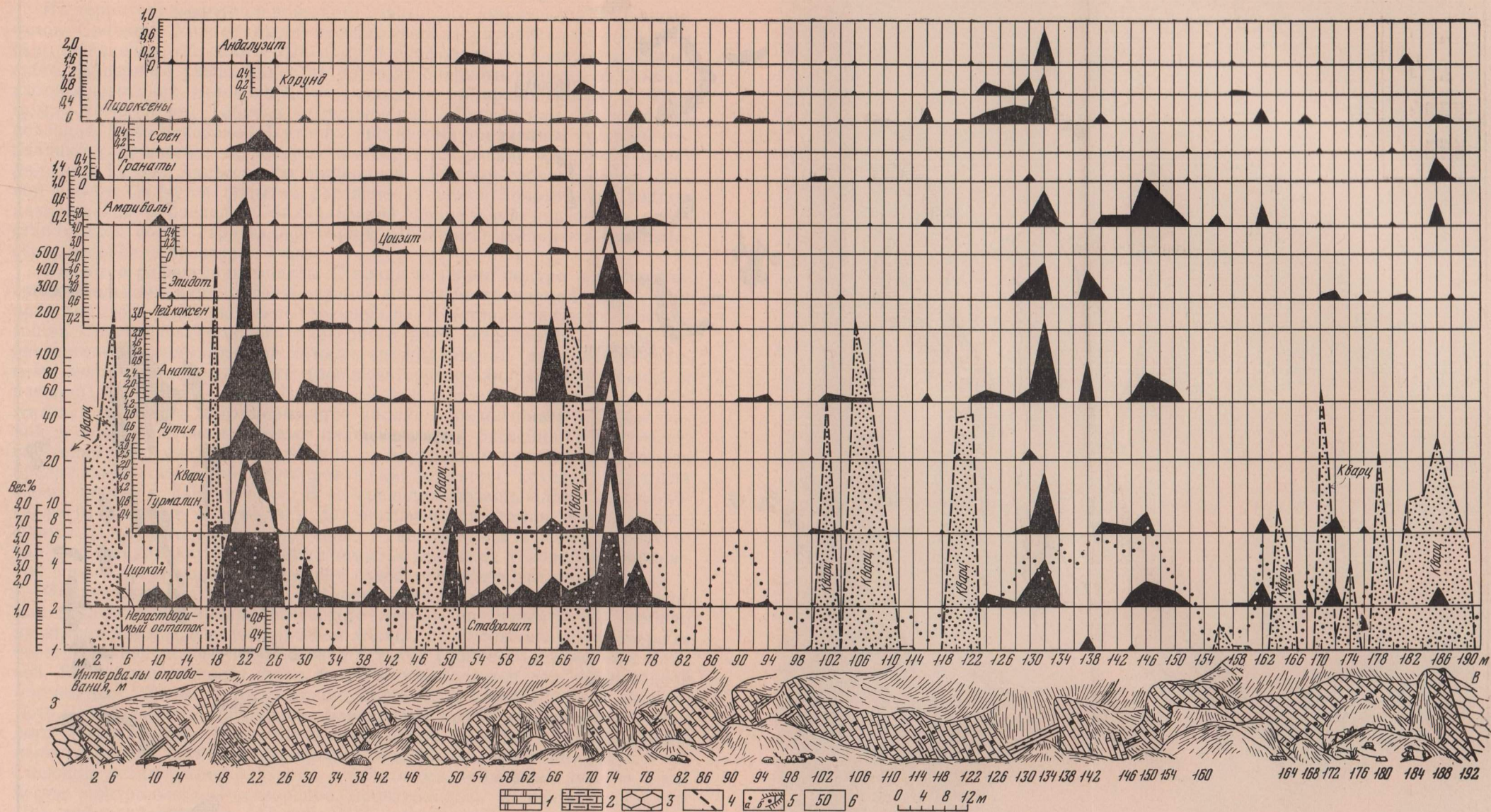


Рис. 1. Изменение количества и состава нерастворимого остатка по разрезу толщи доломитов и доломитовых известняков (северный берег Михайловского пруда). Содержание кварца и других обломочных минералов — в г/т, выход нерастворимого остатка — в вес. %

1 — доломиты; 2 — доломитовые известняки; 3 — макрокомковатые известняки пржидольского яруса; 4 — разрывные нарушения; 5 — места взятия проб: а — в естественных обнажениях, б — в расчистках; 6 — номера проб

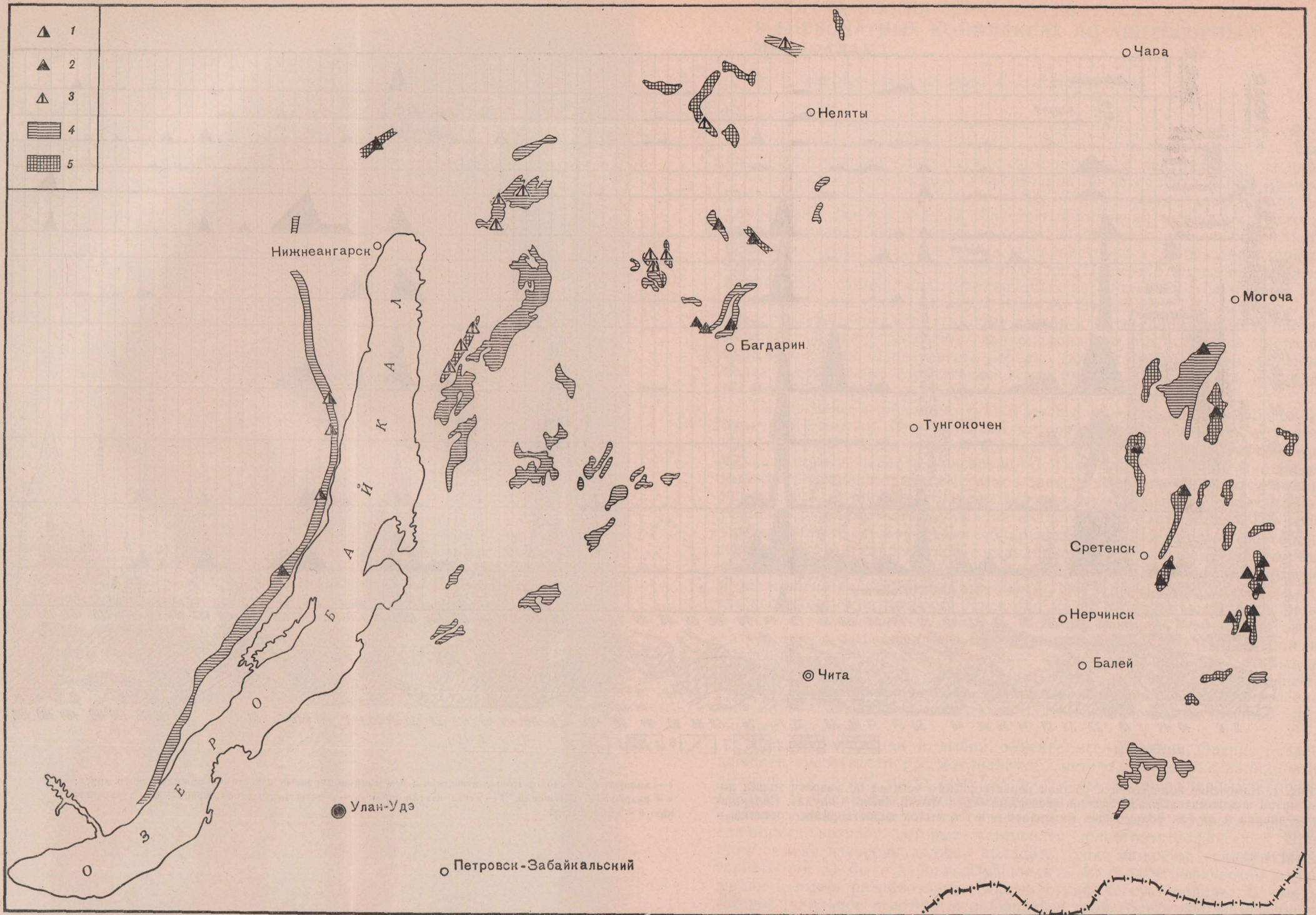


Рис. 1. Размещение стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Забайкалье и Прибайкалье

1—3 — рудные формации стратиформных месторождений: 1 — флорит-свинцово-цинковая, 2 — свинцово-цинковая, 3 — медно-полиметаллическая, 4—5 — геологические формации: 4 — терригенно карбонатная, 5 — карбонатная

ного разреза. Наиболее полно этим требованиям удовлетворяют фанерозойские карбонатные формации, что в итоге и определило выбор объекта исследования.

На территории центральной части Уфимского амфитеатра (западный склон Среднего Урала) были изучены верхнесилурийско-среднедевонские отложения, объединяемые нами в субформацию Сергинско-Уфимского барьерного рифа. Ранее на примере опорного разреза пржидольско-нижнеэмских отложений, находящегося на правом берегу р. Уфы между устьями рек Табуски и Мельничной (Сергинская фациальная подзона), было показано [1], что фаунистически доказанные границы совпадают с уровнями, на которых фиксируются резкие изменения минерального состава аксессуарных минералов. Поэтому главной целью данной работы является попытка расчленения немой доломитовой толщи, находящейся в пределах Михайловской фациальной подзоны и представляющей собой стратиграфический эквивалент жединско-нижнеэмского интервала разреза р. Уфы.

Палеогеографическая модель. С конца позднего силура и до начала среднего девона карбонатонакопление на рассматриваемой территории происходило в условиях закрытого шельфа. В истории развития субформации Сергинско-Уфимского барьерного рифа выделяется три этапа: органогенно-аккумулятивной отмели (пржидольский век — ранне-среднезигенское время), расцвета (позднезигенское-раннеэмское время) и распада барьерного рифа (позднеэмское время — эйфельский век). Каждый из этапов характеризуется вполне определенным набором фаций и специфическими чертами палеогеографии бассейна. В частности, во второй половине раннего жедина на внутреннем шельфе обособилась предрифовая лагуна, прогрессирующая изоляция которой достигла своего апогея в раннем эмсе. В ее пределах формировались первично-седиментационные доломиты и доломитовые известняки. Распад платформы барьерного рифа, занимавшего внешнюю часть шельфа, обусловил постепенное восстановление нормально-морских условий в прибрежной зоне и прекращение осаждения известково-магнезиальных илов.

Фактический материал и методика обработки. Исходный материал для верификации минералогического метода расчленения был собран на эталонном разрезе доломитовой толщи, расположенном на северном берегу Михайловского пруда между устьями Ближнего и Дальнего Ключей. Представительность этого разреза определяется его значительной мощностью (194 м) и отсутствием крупных (с амплитудой в десятки метров) разрывных нарушений. Бороздовые пробы отбирались из каждого метра разреза. Всего было взято около 200 проб. Для выделения нерастворимых остатков использовались пробы весом не менее 1 кг, имеющие четные номера. Пробы с нечетными номерами служили в качестве контрольных. Растворение производилось в соляной кислоте 10%-ной концентрации. Полученные нерастворимые остатки разделялись на тяжелую (более $2,9 \text{ г/см}^3$) и легкую фракции, после чего производился их количественный минералогический анализ. В отдельных пробах, кроме того, рентгенографическими методами изучался состав глинистой составляющей легкой фракции. Оценка корреляционных связей между весовыми содержаниями всех определяемых компонентов осуществлялась посредством частной корреляции на ЭВМ «М-222». Химический состав пород определялся атомно-абсорбционным методом по 32 пробам, более или менее равномерно расположенным в разрезе толщи.

Все аналитические работы и статистический подсчет на ЭВМ выполнены в специализированных лабораториях ОЭП ВИМСа.

Анализ и интерпретация результатов. Возраст доломитовой толщи определяется по ее положению между фаунистически доказанными отложениями нижнего жедина [2] и верхнего эмса, что, в частности, подтверждается находками в верхах толщи конодонта вида *Polygnathus*

linguiformis Hinde. В изученном разрезе отмечается монотонное чередование разнослоистых доломитов и доломитовых известняков. Доломиты серые с различными оттенками, местами битуминозные, пористые, кавернозные. По химическому составу среди них выделяются собственно доломиты и слабо известковистые доломиты (отношение CaO/MgO колеблется в пределах 1,41—1,86). Известняки играют резко подчиненную роль, слагая небольшие (обычно не более нескольких метров) прослои. Наиболее характерны темно-серые до черных глинистые битуминозные известняки с редкими остатками остракод и кишечнополостных плохой сохранности. Известняки, как правило, доломитовые и слабо доломитовые (отношение CaO/MgO 4,25—15,6), сложены микро- и мелкозернистым агрегатом кальцита с заключенными в нем ромбическими кристаллами доломита.

Спектр минералов, присутствующих в составе тяжелой фракции нерастворимых остатков, весьма широк (рис. 1). Отмечаются минералы, характерные как для метаморфических, так и для магматических пород различного состава. Наиболее широко представлены циркон, рутил, анатаз, турмалин, корунд, эпидот, цонзит, амфиболы, пироксены, андалузит, гранат; реже фиксируются сфен, лейкоксен, оливин, дистен и ставролит. Глинистая часть легкой фракции практически целиком состоит из гидрослюды мусковитового типа, как правило, со значительной примесью каолинита. Кроме того, в легкой фракции в ощутимых количествах иногда присутствует терригенный кварц.

Весовые содержания минералов тяжелой фракции распределены по разрезу толщи крайне неравномерно и подвержены значительным колебаниям, но набор этих минералов остается практически неизменным. Исключение составляют лишь титановые минералы, которые в верхней части разреза почти не встречаются. В разрезе устанавливаются три уровня (интервалы опробования 18—26 м, 70—74 м, 130—136 м), к которым приурочены максимумы весовых содержаний минералов, устойчивых в корях выветривания (циркон, турмалин, титановые минералы, ставролит). Максимальные значения на один—два порядка (иногда и более) превышают средние величины весовых содержаний этих минералов. Каждый из трех уровней предваряется резким пиком терригенного кварца, располагающимся на 4—6 м ниже максимума устойчивых минералов. При этом повышенные концентрации кварца отмечаются в относительно маломощных (от 2—3 до 7—8 м) прослоях и пачках доломитовых и слабодоломитовых известняков, которые характеризуются минимальными значениями общего количества нерастворимого остатка. Кварцевым пикам в свою очередь всегда предшествуют наиболее высокие содержания легкой фракции. Таким образом, для всех трех уровней намечается вполне закономерная триада максимумов, сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу: максимум содержания нерастворимого остатка (представленного в основном глинистыми минералами), максимум терригенного кварца, максимум устойчивых минералов. Каждая из установленных триад максимумов укладывается в интервал разреза мощностью 10—15 м. Следует также указать, что в верхах толщи, где появляются прослои кварцевых песчаников, кварц фиксируется уже в виде постоянно присутствующей примеси, количество которой нарастает вверх по разрезу. Статистическая обработка результатов минералогического анализа показала, что все устойчивые минералы имеют друг с другом сильную положительную корреляционную связь (значение коэффициентов корреляции 0,7—0,9). В то же время полностью отсутствует связь между кварцем и всеми другими минералами; значения веса легкой фракции также не коррелируются ни с одной из рассматриваемых величин.

Оценка геологической значимости полученных результатов. В течение второй половины раннего жедина, зигенского и эмского веков внутренний шельф рассматриваемого бассейна занимала предрифовая лагу-

на. В ее пределах формировалась литофация первично-седиментационных доломитов и доломитовых известняков. Морфологически выраженный порог (дифференцированная органогенно-аккумулятивная отмель, превратившаяся в конце зигена в платформу барьерного рифа), находящийся на внешнем шельфе, способствовал тому, что в лагуне на фоне преимущественного осаждения известково-магнезиальных илов происходило улавливание и консервация значительной части аллотигенного материала. Состав аксессуарных минералов, заключенных в тяжелой фракции нерастворимых остатков, свидетельствует об образовании терригенной примеси карбонатных пород в результате размыва и перетложения продуктов субаэральных кор выветривания. Причем наличие сильных корреляционных связей между минералами тяжелой фракции указывает на существование единого источника сноса. Отсутствие же связей между кварцем и остальными минералами может рассматриваться как признак многократного перемыва этого кластического компонента, поступавшего в бассейн седиментации из нескольких источников. Периодически усиливавшийся рост поднятий на прилегающей низменной суше обуславливал интенсификацию процессов формирования и разрушения кор выветривания. Эти явления должны были заметно увеличивать привнос аллотигенного материала в изолированную предрифовую лагуну. Описанные выше триады максимумов весовых содержаний глинистых минералов, кварца и аксессуарных компонентов из тяжелой фракции, очевидно, соответствуют кратковременным вспышкам коробразования. В силу регионального характера причин, вызвавших данный эффект, уровни разреза, которые фиксируются по триадам, можно трактовать в качестве минералогических зон. При этом пики содержаний минералов, наиболее стойких к разрушению агентами выветривания, следует отождествлять с изохронными поверхностями.

Таким образом, информация, которую способен предоставить анализ количественного содержания обломочных (реликтовых) минералов в нерастворимых остатках, вполне достаточна для того, чтобы осуществить процедуру расчленения немых карбонатных толщ. Корреляция же выявляемых этим способом минералогических рубежей с конкретными биостратиграфическими границами в принципе возможна, но должна строиться на возможно большем числе частных разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Живкович А. Е., Коломенский А. А., Чехович П. А. К методике выявления стратиграфических границ в девонских рифовых комплексах Урала.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975, вып. 3, с. 76—80.
2. Живкович А. Е., Горева Н. В. Стратиграфия пограничных отложений силура и девона западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 70—83.
3. Statement of principles of stratigraphic classification and terminology (with accompanying glossary of terms). International Subcommission Stratigraphic Terminology. 1961.— Report of the 21st International Geological Congress, part 25, Copenhagen: p. 38.

УДК 552.14 : 552.54

О РОЛИ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ДРЕВНЕЙШИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В. Е. ЗАКРУТКИН

Живое вещество и литогенез, как известно, неразрывно связаны между собой. Развиваясь параллельно и влияя друг на друга на всех этапах геологической истории, они совместно обеспечивали эволюцию земного вещества в поверхностной оболочке.

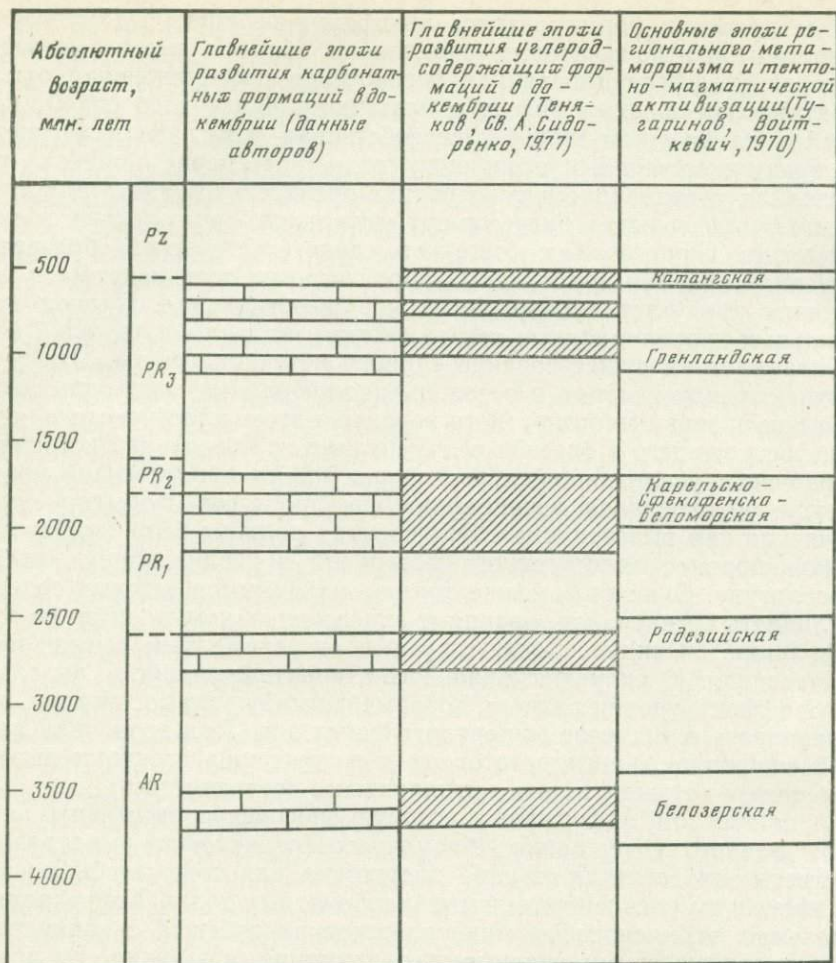


Рис. 1. Возрастная приуроченность карбонатных формаций в докембрии

До недавнего времени господствовало представление об обедненности докембрийских образований карбонатным углеродом. И хотя количественные оценки роли карбонатных толщ в стратиграфических разрезах докембрия ограничены и вследствие их сильной дислоцированности и подчас глубокого метаморфизма не всегда достоверны, отдельные подсчеты, известные в литературе [15], свидетельствуют о том, что объем указанных образований существенно не менялся в процессе формирования осадочного слоя земной коры. Количество же карбонатных пород в докембрийских разрезах, как выяснилось [5], зависит не столько от возраста отложений, сколько от тектонического режима седиментации: платформенные отложения в большинстве случаев более насыщены карбонатами, чем геосинклинальные.

Анализ возрастной приуроченности карбонатных формаций в наиболее представительных разрезах докембрия позволил нам выделить пять основных глобальных уровней их распространения (см. рисунок), удивительно точно совпадающих с уровнями развития углеродистых формаций, намеченными В. А. Теняковым и Св. А. Сидоренко [14, 18]. К наиболее древнему из них (3,7—3,5 млрд. лет) отнесены толщи мраморов и кальцифиров тетерево-бугской свиты Среднего Побужья Украинского щита, иенгской серии Алданского щита, серии Гренвил Канадского щита и ряд других. Более поздний возрастной интервал (2,8—2,6 млрд. лет) включает карбонатные породы приазовской серии Украинского щита, серии Кейв Балтийского щита, серий Киватин и Уманак Канадского

щита, шамвайской серии Южной Родезии. На рубеже 2,1—1,7 млрд. лет формировались мощные толщи карбонатов верхней свиты криворожской серии Украинского щита, бурзянской серии Южного Урала, дербинской серии Восточного Саяна, серии Гоулбурн Канадского щита, доломитовой серии Трансвааля (ЮАР). Следующий рубеж (1,1—0,9 млрд. лет) охватывает карбонатные отложения кувайской серии Восточного Саяна, кенкольской серии Тянь-Шаня, серии Чуар Канадского щита и многие другие. В интервале 0,8—0,6 млрд. лет известняки и доломиты широко распространены во многих районах Казахстана, Тянь-Шаня, Кузнецкого Алатау, в Саянах, Приморье и смежных районах МНР [8].

Как было установлено В. А. Теняковым и Св. А. Сидоренко, глобальные уровни распространения углеродистых формаций в возрастном отношении непосредственно отвечают основным и широко известным в докембрии глобальным эпохам регионального метаморфизма и тектономагматической активизации [19], соответственно от наиболее древних к поздним: Белозерской, Родезийской, Карельско-Сфекофенско-Беломорской, Гренвильской и Катангской. Следовательно, и важнейшие уровни распространения карбонатных формаций также соответствуют эпохам глобальных диастрофических циклов. Полученные результаты имеют важное значение в свете высказанного А. В. Сидоренко положения о едином принципиально сходном эволюционном развитии земной коры и геологических процессов в докембрии и более поздние эпохи, поскольку, как известно [13], и для фанерозоя характерна тесная корреляция между изменением во времени массы вулканогенных пород, суммарной массы CO_2 карбонатов и массы $\text{C}_{\text{орг}}$.

Анализ восстановленных раннедокембрийских разрезов в пределах щитов древних платформ СССР позволил выявить интересные особенности в расположении углеродистых и карбонатных толщ. Так, на Украинском щите архейский разрез побужского комплекса, восстановленный В. В. Закруткиным, начинается вулканогенно-осадочной побужской свитой, представленной чередованием терригенно-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Вышележащая бугско-днестровская свита терригенная. Завершающая разрез тетерево-бугская свита в основном представлена песчано-глинистыми, в том числе и высокоуглеродистыми отложениями, а в верхах — преимущественно карбонатными. Мощность карбонатных отложений измеряется сотнями метров. Восстановленный нами нижнепротерозойский разрез центральноприазовской серии, как и предыдущий, в основании сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями темрюкской свиты. Сачкинская свита представлена преимущественно терригенными и карбонатными отложениями. При этом последние приурочены к верхним частям свиты. В составе центральноприазовской серии существенная роль принадлежит графитсодержащим породам, мощность которых нередко достигает 100 м.

По данным И. В. Белькова [2], отложения кейвской серии Балтийского щита залегают на вулканогенно-осадочных образованиях гнейсовой толщи. Сама серия разделена на ряд пачек (снизу вверх): преимущественно глинистые А, Б, Г, Д; песчаную — В и карбонатную — Е. Карбонатная пачка также приурочена к верхней половине разреза. Нижележащие первично-глинистые осадки в значительной степени обогащены углеродистым органическим веществом.

Иенгская серия Алданского щита, разделенная Е. А. Кулишом [9] на две свиты (верхнеалданскую и федоровскую), в нижней части представлена чередующимися между собой первично-глинистыми и песчаными отложениями, содержащими прослои и пласты первично-вулканогенных пород. Верхняя часть серии (федоровская свита) характеризуется преимущественно карбонатным составом пород. Первично-осадочные отложения иенгской серии местами существенно обогащены графитом, содержание которого может достигать 50%.

Архейский метаморфический комплекс Анабарского массива М. И. Рабкиным [12] расчленен на три согласно залегающие серии или толщи (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую. Далдынская и верхнеанабарская толщи представлены чередованием первично-вулканогенных пород с первично-осадочными песчано-глинистыми и кремнистыми. Отличительной особенностью хапчанской толщи является преобладание в ее составе карбонатных и песчано-глинистых отложений иногда с высоким содержанием $C_{орг}$. Таким образом, несмотря на некоторые отличия, связанные, по-видимому, со специфическими условиями развития этой области, на Анабарском массиве наблюдается в общем такая же последовательность накопления эффузивных, осадочно-терригенных и карбонатных толщ.

Формационный анализ восстановленных раннедокембрийских разрезов, включающих скопления карбонатного и биогенного углерода, показывает вполне закономерную смену формаций, свойственную геосинклинальным областям. В каждом из рассмотренных разрезов по преобладанию тех или иных пород можно в первом приближении выделить следующие формации (снизу вверх): осадочно-эффузивную (или эффузивно-осадочную), осадочно-терригенные (возможно, нижнюю и верхнюю) и карбонатную.

Полный цикл развития геосинклинальной области обычно разделяется на три этапа или стадии, каждому из которых соответствует определенный комплекс пород или формаций. Выделенные в пределах раннедокембрийских подвижных областей формации отвечают, по-видимому, ранним и средним этапам развития геосинклиналей. Формации конечных этапов (молассовые, наземно-вулканогенные и др.), как правило, отсутствуют. Объяснить причину их отсутствия трудно. Не исключено, что это связано с незавершенностью цикла развития раннедокембрийских геосинклиналей и в этом их специфика. А возможно, формации конечных этапов просто уничтожены последующей денудацией, как, например, полагает Е. А. Кулиш [9].

Положение карбонатной формации строго фиксировано в верхних частях формационных рядов докембрийских подвижных зон; что касается углеродсодержащих толщ, то они либо входят в состав расположенных стратиграфически ниже осадочно-терригенных формаций, либо ассоциируют с карбонатными толщами.

Проблема реконструкции условий формирования древнейших карбонатных пород решалась нами путем комплексного анализа геологических и литолого-геохимических данных с учетом эволюции параметров атмосферы и гидросферы. В статье же рассматривается один из наиболее важных, как мы полагаем, аспектов этой проблемы — формирование карбонатных пород во взаимосвязи с живым веществом и средой, т. е. гидросферой. В то же время гидросфера и, в частности океан, находится в состоянии подвижного равновесия с газовой оболочкой планеты — атмосферой. Параметры атмосферы, как известно, эволюционировали во времени. Точка зрения о ее существенно углекислотном составе в раннем докембрии поддерживается если не всеми, то по крайней мере большинством исследователей. При этом до последнего времени считалось общепризнанным, что основным источником CO_2 на поверхности Земли является вулканизм. Однако сравнительно недавно А. В. Сидоренко и другими [16] была показана особая роль метаморфизма осадочных толщ в реконсервации углекислого газа. Произведенная ими оценка возможных масштабов выделения углекислоты дала независимо от способов подсчета величину порядка $1,6 \cdot 10^{17}$ т CO_2 . Эта цифра более чем в 1000 раз превышает общую массу углекислоты в современной атмосфере и океане и в десятки тысяч раз — в атмосфере. Количественная же оценка влияния «углекислого дыхания» метаморфизирующихся осадочных толщ докембрия на состав и эволюцию атмосферы нашей планеты по-

казала, что в отдельные эпохи проявления метаморфизма в атмосферу могло поступать около $0,14 \cdot 10^{17}$ т CO_2 .

Не следует, однако, игнорировать и другой источник углекислого газа — вулканизм. Интенсивность современного вулканизма оценивается ориентировочно в 10^{10} т вещества в год [10]. При этом количество газообразных продуктов составляет в среднем 3% массы изверженного вещества, т. е. $3 \cdot 10^8$ т в год. Если принять, что на долю углекислого газа приходится в среднем 1/10 часть всех газообразных продуктов, то окажется, что интенсивность современного поступления вулканической CO_2 равна $0,3 \cdot 10^8$ т в год. Допустив, что средняя продолжительность эпох преимущественного проявления регионального метаморфизма и магматизма в докембрии ориентировочно составляет 200 млн. лет, а скорость поступления вулканической CO_2 была такого же порядка, что и в современный период, можно подсчитать, сколько углекислого газа может выделиться в атмосферу за этот промежуток времени в результате вулканической деятельности. Оказалось, что его выделится приблизительно $0,06 \cdot 10^{17}$ т, т. е. в два раза меньше, чем при метаморфизме.

Суммируя «дебиты» этих двух источников углекислого газа, мы придем к вполне обоснованному выводу о том, что в отдельные эпохи тектоно-магматической активизации и метаморфизма на поверхность Земли поступали колоссальные количества эндогенной CO_2 , которые не могли не влиять на ход геологических процессов в зоне гипергенеза и на состав докембрийских осадков. Очевидно также влияние периодического массового выделения в атмосферу CO_2 на активность и соответственно на биологическую продуктивность живого вещества. Последний аспект представляется нам чрезвычайно важным и поэтому требует специального рассмотрения.

Почти все органическое вещество биосферы, как известно, представляет собой продукт фотосинтеза — процесса, при котором растения используют световую энергию для соединения углекислого газа с водой. В результате синтезируется органическое вещество и выделяется свободный кислород. Углекислый газ — основной субстрат фотосинтеза и от его содержания зависит интенсивность процесса. Для большинства высших растений скорость фотосинтеза возрастает при увеличении концентрации CO_2 до 0,5—1%. По достижении так называемого порога углекислотного насыщения рост скорости фотосинтеза прекращается. Избыточное содержание углекислого газа (свыше 5—10%) оказывает на фотосинтез ингибирующее влияние. Что касается низших растений, например, синезеленых водорослей, то для них CO_2 не выступает в роли фактора, лимитирующего процесс фотосинтеза [6].

Заметное увеличение фотосинтеза при повышенных концентрациях углекислого газа обычно рассматривают как свидетельство приспособления автотрофных растений в ходе их эволюционного развития к более высоким концентрациям углекислоты, свойственным прошлым геологическим эпохам.

Количество живого вещества в любой экологической системе зависит от величины чистой продукции [4]. Последняя — результат функционирования взаимосвязанных процессов фотосинтеза и дыхания. Если учесть, что скорость фотосинтеза в первом приближении пропорциональна концентрации CO_2 , то окажется, что скорость образования чистой продукции в мировом масштабе, а следовательно, и биомасса пропорциональны концентрации углекислого газа.

Из сказанного неизбежно следует вывод о том, что в геологическом прошлом, а особенно в докембрии, когда состав атмосферы в отдельные эпохи был преимущественно углекислотным, общая величина биомассы заметно превосходила ее современные значения.

Огромная напряженность фотосинтетического процесса в условиях повышенных парциальных давлений CO_2 не могла не сказаться на кислородном балансе раннедокембрийской атмосферы. Есть все основания

полагать, что содержание в ней свободного кислорода было достаточным для широкого и дифференцированного развития окислительных процессов. Этот тезис, однако, находится в противоречии с расчетными данными о составе докембрийской атмосферы. Так, С. Г. Неручевым [11] на основании данных по объемам осадков разного возраста, соотношению их типов, химическому составу и концентрации $C_{орг}$ сделана попытка количественно оценить состав газов древних атмосфер Земли. При этом автор исходил из представления о незначительной интенсивности карбонатакопления и фоссилизации органического вещества в архее — среднем протерозое. Согласно его расчетам, атмосфера Земли в течение всего докембрия и значительной части фанерозоя оставалась практически бескислородной и лишь к концу мезозоя ее параметры существенно приблизились к современным. Вместе с тем результаты исследований докембрийских кор выветривания [7], а также изотопные данные [3] со всей очевидностью свидетельствуют о том, что уже в раннем докембрии в атмосфере Земли присутствовал свободный кислород и все реакции в зоне гипергенеза шли при его активном участии. Таким образом, представление о повышенной биомассе в докембрии в сравнении с фанерозоем устраняет несоответствие между рассчитанными параметрами докембрийской атмосферы и геологическими данными.

Теперь о карбонатных породах. Формирование карбонатных осадков, как известно, может происходить либо хемогенным путем, либо при прямом участии организмов. Среди архейских отложений органогенные постройки водорослевого происхождения достоверно не установлены. Роль организмов в усвоении и отложении карбонатов в больших масштабах фиксируется лишь в среднем протерозое. Следовательно, древнейшие карбонаты представляли собой скорее всего химические осадки [17]. Образование хемогенных карбонатов тесно связано с карбонатной системой гидросферы, состояние которой подчинено главным образом динамике CO_2 [1]. При этом увеличение парциального давления CO_2 в воде (против равновесного в карбонатной системе) будет способствовать растворению карбоната кальция, а уменьшение — его осаждению.

Критическая глубина современного карбонатакопления соответствует 4000—5000 м. На этой глубине парциальное давление CO_2 не превышает $18 \cdot 10^{-4}$ атм, т. е. всего лишь в шесть раз больше парциального давления CO_2 в сегодняшней атмосфере. Если вспомнить, что в эпохи глобальных диастрофических циклов парциальное давление углекислого газа в раннедокембрийской атмосфере, а следовательно и в гидросфере, более чем в 100 раз превышало его современную величину, то естественно предположить, что выпадение карбонатов в таких условиях было крайне затруднено. Формирование карбонатных осадков могло осуществляться лишь после удаления избыточного (неравновесного) CO_2 и создания относительно высокого рН. Эта «работа» была под силу лишь живому веществу.

Из всего сказанного следует ряд принципиально важных выводов.

1. Выделение глубинной углекислоты в докембрийские эпохи интенсивного проявления процессов регионального метаморфизма и вулканизма компенсировалось последующим ее захоронением в осадках в виде органического вещества и карбонатов. В масштабах геологического времени процессы выделения и компенсации углекислоты можно считать одновременными, что и нашло отражение в совпадении глобальных уровней распространения углеродистых и карбонатных формаций, с одной стороны, с эпохами метаморфизма и магматизма — с другой.

2. Карбонатакопление в раннем докембрии стало возможным лишь после появления организмов с хорошо функционирующим фотосинтетическим аппаратом (например, синезеленые водоросли).

3. Возраст древнейших карбонатных пород, как известно, не менее 3,7 млрд. лет. Следовательно, появление фотосинтезирующих организмов соответствует более древнему возрастному рубежу.

4. Возникновение и эволюция фотосинтезирующих организмов в столь далекие времена не могли не сказаться на кислородном балансе раннедокембрийской атмосферы. Содержание в ней свободного кислорода было достаточным для широкого и дифференцированного развития процессов окисления.

5. Древнейшие карбонаты — исключительно мелководные осадки. Критическая глубина их формирования соответствовала нижней границе активного фотосинтеза, т. е. 50 м. Она закономерно увеличивалась по мере прогрессивного падения парциального давления CO_2 в атмосфере и достигла 4000—5000 м в современную эпоху.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алекин О. А.* Химия океана. Л.: Гидрометеониздат, 1966. 248 с.
2. *Бельков И. В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
3. *Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М.* и др. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 12—27.
4. *Вудвелл Дж.* Круговорот энергии в биосфере.— В кн.: Биосфера, М.: Мир, 1972, с. 41—59.
5. *Гиммельфарб Г. Б.* Карбонатное осадконакопление в докембрии на примере Алданского и Балтийского щитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 167—182.
6. *Горюнова С. В., Ржанова Г. Н., Орлеанский В. К.* Синезеленые водоросли. М.: Наука, 1969. 229 с.
7. Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. 215 с.
8. *Казаринов В. П.* Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4—15.
9. *Кулиш Е. А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология.— Тр. Ин-т тектоники и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1973. 370 с.
10. *Монин А. С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
11. *Неручев С. Г.* Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 9—22.
12. *Рабкин М. И.* Анабарский кристаллический массив.— В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 1, с. 92—94.
13. *Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
14. *Сидоренко А. В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 5—15.
15. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б.* и др. К проблеме распространенности карбонатных пород в докембрии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1336—1339.
16. *Сидоренко А. В., Розен О. М., Теняков В. А.* и др. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геология, 1973, № 5, с. 3—11.
17. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
18. *Теняков В. А., Сидоренко Св. А.* Новые актуальные аспекты исследования системы выветривания — осадконакопление — метаморфизм.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 21—36.
19. *Тугаринов А. Б., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.

УДК 553.412'44.076 : 551.72'732(571.55)

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ДРЕВНИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПРИБАЙКАЛЬЯ

Д. Н. АЛЕКСЕЕВ, Ю. Г. НЕВЗОРОВ, В. Г. ВАСИЛЬЕВ

На территории Забайкалья и Прибайкалья с карбонатными толщами протерозойского раннекембрийского возраста связаны стратиформные месторождения и проявления различных полезных ископаемых, среди которых ведущее место принадлежит цветным металлам. Проведенный нами анализ стратиформных месторождений цветных металлов рассматриваемого региона позволяет выделить среди них следующие рудно-формационные типы: флюорит-свинцово-цинковый, свинцово-цинковый и медно-полиметаллический (табл. 1, рис. 1). (См. вклейку.)

Флюорит-свинцово-цинковый рудно-формационный тип оруденения является характерным и наиболее распространенным среди отложений

Таблица 1. Особенности полиметаллического стратиформного оруденения в домезозойских карбонатных формациях Забайкалья и Прибайкалья

Рудоносная формация, возраст	Породорудная ассоциация (ведущие элементы)	Рудно-формационный тип	Основные парагенезы пород, вмещающие стратиформное оруденение	Характерные минералы рудных тел	Генетический тип, морфо-структурные особенности (пример)
Терригенно-карбонатная, РР ₃	Углеродистая пестроцветно-доломитово-свинцово-цинковая (Pb, Zn, F)	Флюорит-свинцово-цинковый	Углеродистые оолитовые известняки и доломиты, кремнистые деломиты, пестроцветные алевролиты	Сфалерит, галенит, флюорит	Осадочный, осадочно-эпигенетический; пластовые и линзовидные тела (Западное Прибайкалье)
Карбонатная, терригенно-карбонатная, С ₁	Углеродистая пестроцветно-доломитово-свинцово-цинковая (Pb, Zn)	Свинцово-цинковый	Доломиты, углеродистые известняки, углеродисто-глинистые сланцы, пестроцветные алевролиты, мергели	Пирит, сфалерит, галенит, доломит, манган-карбонаты, реже арсенопирит, пирротин, сульфосоли свинца	Осадочный, осадочно-эпигенетический; пластовые и линзовидные залежи, трубо-гнездо- и штокерки (Восточное Приаргунье)
	Карбонатно-медно-полиметаллическая (Cu, Pb, Zn)	Медно-полиметаллический	Доломиты, известковистые доломиты, известняки	Пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, барит	Осадочный, осадочно-эпигенетический; пластообразные и линзовидные залежи, зоны прожилково-вкрапленной минерализации (Намаминское месторождение)

верхнепротерозойской терригенно-карбонатной формации Западного Прибайкалья. Здесь флюорит-свинцово-цинковое оруденение приурочено к пестроцветно-углеродисто-доломитовой ассоциации [2], которая прослеживается в пределах узкой полосы развития пород байкальской серии вдоль западного побережья оз. Байкал на сотни километров [6, 8].

Строение рудоносной формации характеризуется наличием трех макроциклов, соответствующих голоустенской, улунтуйской и качергатской свитам. Нижние части их сложены терригенными, верхние — карбонатными породами (табл. 2). Свинцово-цинковая минерализация различной интенсивности связана с карбонатными частями всех трех макроциклов. Максимальное оруденение развито во втором макроцикле, отличительной чертой разреза которого является преобладание карбонатных пород и более четкая дифференциация карбонатной и терригенной составляющих.

В геохимическом отношении породам байкальской серии и подстилающим их образованиям вулканоплутонического комплекса свойственны аномально повышенные содержания многих рудных элементов [6, 7]. Распределение их, как правило, зависит от литологического состава вмещающих пород и стратиграфического положения горизонта. Наиболее разнообразен набор элементов (F, Pb, Cu, Zn, V, Sn, Ga, Ni, Co) в вулканогенных породах хибеленской и кварцевых песчаниках голоустенской свит. Для углисто-глинистых сланцев качергатской свиты наиболее характерны V, Mo, Ga, Pb. Карбонатные породы голо-

Таблица 2. Строение, состав и рудоносность пород байкальской серии (Западное Прибайкалье) [6,8]

Цикл	Стратиграфическое положение, мощность, м	Литологический состав	Рудовмещающие породы	Морфология рудных тел
III	Качергатская свита, до 750	Аргиллиты, алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы, песчаники, маломощные пласты известняков и доломитистых известняков	Пласт известково-доломитистых пород	Послойная вкрапленная и прожилково-вкрапленная убогая минерализация (месторождение Луговое)
II	Средняя-верхняя под-свиты улунтуйской свиты, 150—250	Чередование известняков (битуминозных, доломитистых и кремнисто-доломитистых, оолитовых, псевдо-оолитовых), доломитов, и известковистых доломитов, тальцитов. Промежуточный горизонт пестроокрашенных алевролитов	Доломиты, кремнистые доломитистые известняки, оолитовые и онколитовые доломитистые известняки	Согласные тела массивных, гнездово- и прожилково-вкрапленных руд (участки Таборный, Хибелен, Лево-Ульканский, месторождение Луговое)
	Нижняя под-свита улунтуйской свиты, 45—60	Маркирующий горизонт пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов		
I	Верхняя под-свита голоустенской свиты, 100	Алевролиты, глинистые известняки, доломитистые известняки, доломиты	Светло-серые доломиты, оолитовые, псевдо-оолитовые и онколитовые известковистые доломиты	Согласные тела гнездово- и прожилково-вкрапленных руд (месторождение Ново-Анайское), послойная вкрапленная минерализация (участок Лево-Ульканский)
	Нижняя под-свита голоустинской свиты, 210	Кварцевые песчаники, кварциты, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты		

успенской и улунтуйской свит, вмещающие флюорит-свинцово-цинковое оруденение, умеренно обогащены марганцем, а содержания свинца и цинка весьма неравномерны и в значительной степени определяются составом пород. Цинк имеет тенденцию к концентрации в доломитовых породах, свинец — в известковых и известково-доломитовых.

Разрез породорудной ассоциации наиболее полно представлен в пределах хорошо изученного Таборного участка. В основании разреза залегает горизонт пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов мощностью 40—60 м. Эти отложения накапливались в прибрежной мелководной части бассейна, о чем свидетельствуют знаки волновой ряби на поверхностях наложения алевролитов. Выше по разрезу появляются черные и темно-серые разномерные известняки и доломитистые известняки с горизонтами оолитовых и псевдооолитовых. В стдельных частях разреза отмечается вкрапленность галенита и сфалерита, приуроченная к переходу оолитовых доломитистых и кремнисто-доломитистых известняков в углеродисто-кремнисто-доломитистые известняки и доломиты. В центральной части оолитов иногда отмечаются выделения галенита и сфалерита.

Еще выше залегает пласт тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов мощностью 30—50 м с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита; он сменяется пачкой карбонатных пород, вмещающей пять согласных рудных тел, расположенных многоярусно. Рудные тела, как и вкрапленная минерализация предыдущей пачки, приурочены к контакту оолитовых и онколитовых доломитистых известняков с кремнистыми доломитистыми известняками и доломитами и локализованы обычно в средней части последних. Мощность этих пород здесь гораздо больше, а оолитовые разности часто превращены в талькиты и углеродистотальк-карбонатные породы.

Форма рудных тел пластовая с пережимами и раздувами или линзовидная. Текстуры руд разнообразны и представлены тонковкрапленными, гнездово-вкрапленными, полосчатыми, брекчиевыми и массивными. Минеральный состав богатых руд включает в качестве главных минералов сфалерит, галенит, флюорит, второстепенные — кварц, кальцит, редко пирит и халькопирит.

Определение величины рН суспензий показывает существенно щелочные значения (8,7—9,6) в безрудных карбонатных породах и нейтральные до слабокислых (5,8—7,3) в рудных образованиях. Содержание $S_{орг}$ в рудовмещающих породах распределены неравномерно и составляют обычно 0,01—1,0%.

Исходя из изложенных выше особенностей верхнепротерозойской терригенно-карбонатной формации Западного Прибайкалья, можно полагать, что образование ее происходило в условиях преобладающего аридного климата в узком и протяженном остаточном геосинклинальном прогибе, характеризующемся чередованием мульд и разделяющих их поднятий, и сопровождалось сингенетическим накоплением свинца и цинка [2].

Свинцово-цинковый рудно-формационный тип полиметаллического оруденения наиболее широко развит на территории Восточного Приаргунья, где он тесно связан с терригенно-карбонатной рудоносной формацией нижнего кембрия. Эта формация по составу и строению сходна с описанной выше. Она также представлена доломитами, известковистыми доломитами, известняками, углеродисто-глинистыми сланцами с невыдержанными по простиранию прослоями пестроцветных песчаников, алевролитов и мергелей, однако в отличие от верхнепротерозойской формации в ней отсутствуют пласты углеродистых оолитовых известняков.

Как показывают исследования, свинцово-цинковое оруденение стратифицировано и отчетливо приурочено к нескольким интервалам разреза нижнекембрийской терригенно-карбонатной формации [1, 3]. Таких

рудоносных интервалов в Восточном Приаргунье насчитывается до четырех. Мощность рудоносных пачек сравнительно небольшая и не превышает 100—200 м. Они представлены ритмичным чередованием карбонатных пород с углеродисто-глинистыми сланцами и пестроцветными терригенными породами. Рудоносные карбонатные породы сложены обычно серыми и светло-серыми доломитами, значительно реже оруденение отмечается в темно-серых и серых углеродистых известняках. Рудоносные пачки содержат также тонкую неравномерно распределенную вкрапленность пирита. В лежащих стратиграфически выше и ниже мощных однородных по составу пачках карбонатных пород и углеродисто-глинистых сланцев промышленное оруденение встречается очень редко.

Для полиметаллических месторождений Восточного Приаргунья характерно цепочкообразное и крайне неравномерное расположение рудных тел в пределах рудоносных пачек [3]. Рудные тела по морфологическим особенностям очень разнообразны, среди них наиболее распространены сложные трубообразные, гнездообразные и линзовидные залежи, жилообразные тела, сложенные преимущественно массивными рудами, а также штокверки вкрапленно-прожилковых руд. Реже встречаются пластовые залежи массивных и слоистых руд и вкрапленность рудных минералов в пределах отдельных пластов доломитов.

Наиболее распространенными минералами являются пирит, сфалерит и галенит, а на некоторых месторождениях — арсенопирит, сульфосоли свинца, пирротин. Из нерудных минералов обычны доломит, анкерит, мангано-карбонаты, реже отмечаются кварц, кальцит.

Отмечая приуроченность полиметаллических месторождений Восточного Приаргунья к относительно маломощным горизонтам доломитов, перемежающихся с пестроцветно-терригенными породами и углеродисто-глинистыми сланцами, большинство исследователей считает, что руды месторождений имеют гидротермальное происхождение, а их локализация определяется благоприятными тектоническими структурами — складчатыми, разрывными либо складчато-глыбовыми (С. С. Смирнов, Ф. И. Вольфсон, В. С. Кормилицы, В. Н. Козеренко, Г. И. Князев и др.), а также тесной пространственной связью с малыми интрузиями верхнеюрского возраста [4]. Карбонатным породам в сочетании с терригенными отводится лишь роль структурно-литологических ловушек для гидротермальных растворов [3].

Однако следует отметить, что для подобных выводов оснований явно недостаточно, а полученные в последние годы фактические материалы позволяют подойти к толкованию генетической природы полиметаллического оруденения с позиций ведущей роли осадочного металлонакопления [1, 2].

Так, при геохимическом изучении рудоносных терригенно-доломитовых пачек установлены повышенные концентрации главных металлов рудных тел — свинца и цинка (0,01% и выше) за пределами минерализованных зон. Наблюдения в подземных горных выработках на месторождениях Нерчинско-Заводской группы показывают отсутствие пространственной связи оруденения с дайками и в то же время зависимость его от эффективной пористости различных карбонатных пород. На Воздвиженском месторождении, например, рудовмещающими являются только доломиты, тогда как в других породах с близкой или значительно большей пористостью оруденение отсутствует. Полученный авторами фактический материал при изучении месторождений Нерчинско-Заводской группы позволяет все разнообразные по морфологии рудные тела разделить на три морфо-генетических типа.

К первому относятся согласные со слоистостью пластообразные и линзовидные залежи, представленные слоистыми массивными и густо-вкрапленными рудами, в которых нередко чередуются слойки пирит-сфалеритового, доломит-пиритового, доломит-галенитового и галенито-

вого состава. Околорудные изменения у контактов этих рудных тел не наблюдаются. Пластообразные рудные тела образовались, по нашему мнению, синхронно с вмещающими доломитами и имеют осадочный генезис.

- Второму морфо-генетическому типу отвечают трубообразные и гнездообразные рудные тела, имеющие крайне сложную форму и резкие контакты с вмещающими доломитами. Они сложены преимущественно пиритом, в котором изредка наблюдаются реликты колломорфных текстур. Сфалерит, галенит, реже сульфосоли свинца, образующие вкрапленность и гнезда в пиритовой массе, нередко тяготеют к периферии рудных тел. Трубообразные тела, по мнению многих исследователей, формируются в узлах пересечения трещин. Морфологические особенности этих рудных тел, отсутствие следов метасоматического замещения вмещающих доломитов позволяют считать, что образование их происходило за счет выполнения карстовых полостей рудным веществом из растворов, в которых металлы имели не глубинное магматическое происхождение [4], а были заимствованы преимущественно из пород рудоносных горизонтов. Формирование карстовых полостей и заполнение их рудным материалом было обусловлено многократными процессами, что и определило сложное минерально-текстурное строение рудных тел.

К третьему морфо-генетическому типу относятся жилеобразные тела и штокверки вкрапленно-прожилковых руд. Их формирование обусловлено многоактной тектонической активизацией, приведшей к образованию разноориентированных систем трещиноватости. Циркулировавшие по этим трещинам растворы заимствовали вещество из вмещающих пород и образовали густую сеть прожилков и жилеобразные тела. Как показали наши исследования на месторождениях Нерчинско-Заводской группы, состав жильных минералов густой сети прожилков полностью соответствует составу вмещающих карбонатных пород — в доломитах прожилки имеют доломитовый состав, а в известняках сложены кальцитом. Эти прожилки, являясь, безусловно, более поздними по отношению к рудным телам двух описанных выше морфогенетических типов, пересекают их. Рудное вещество прожилков и жил также было преимущественно мобилизовано из вмещающих карбонатных отложений, что доказывается изучением изотопного состава рудных свинцов [5].

Медно-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения пока что известен лишь в северной части Восточного Прибайкалья. Наиболее характерным представителем его является Намаминское медно-полиметаллическое месторождение. В районе этого месторождения выявлено большое количество рудопроявлений меди, свинца и цинка, четко стратифицированных карбонатными породами нижнекембрийской бирамьинской свиты, которая прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания на несколько десятков километров.

Оруденение Намаминского месторождения является стратиформным и образует многоярусные цепочки пластообразных и линзовидных залежей, приуроченных к пачке перемежаемости (мощностью 100—120 м) серых известковистых доломитов и доломитов с серыми плитчатыми известняками и слагающими вмещающую карбонатную толщу светлыми мраморизованными известняками. Доломиты и известковистые доломиты в рудоносной пачке образуют линзовидные пласты протяженностью в сотни метров и мощностью от 10 до 20—30 м.

Минеральный состав рудных тел обнаруживает четкую связь с составом вмещающих карбонатных пород. В доломитах линзовидные рудные тела имеют медноколчеданный состав и представлены двумя минеральными разновидностями: а) пирит-халькопиритовыми со значительными количественными вариациями этих основных минералов (руды пиритового, халькопиритового и смешанного состава) и незначительной примесью блеклой руды и барита и б) блеклорудными с при-

месью барита, пирита и халькопирита. В известняках известны редкие барит-цинково-свинцовые линзовидные тела, сложенные баритом, галенитом с примесью сфалерита, халькопирита, блеклой руды и пирита.

Зоны прожилково-вкрапленной минерализации приурочены преимущественно к линзам доломитов рудоносной пачки. В пределах этих зон отмечается неравномерная вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, несколько реже — блеклой руды, т. е. основных рудных минералов медноколчеданных залежей.

Закономерный характер связи минерального состава оруденения с определенными литологическими разновидностями карбонатных пород подтверждается их геохимической специализацией. Повышенные содержания меди, мышьяка, сурьмы и висмута характерны для доломитов, тогда как известняки отличаются повышенными концентрациями свинца, бария и стронция.

Медно-полиметаллическое оруденение Намаминского месторождения является стратиформным, отличительные особенности которого выражаются в линзовидно-пластовой морфологии рудных тел, приуроченности их к узкому рудоносному горизонту, четкой обусловленности вещественного состава рудных тел литологическим составом и геохимической специализацией рудовмещающих карбонатных пород, а также отсутствию околорудных изменений и связи с магматическими проявлениями. Это позволяет предположить осадочное происхождение медно-полиметаллического оруденения.

Анализ приведенного материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Стратиформное полиметаллическое оруденение в Забайкалье и Прибайкалье тесно связано с карбонатными формациями верхнего протерозоя — нижнего кембрия, в которых оно приурочено к нескольким стратиграфическим уровням.

2. В рудоносных формациях полиметаллическое оруденение ограничено сравнительно маломощными горизонтами, в которых оно отчетливо связано с определенным парагенезом пород, создавая тем самым устойчивую породорудную ассоциацию. Таким парагенезом пород для стратиформных месторождений не только Забайкалья и Прибайкалья, но и других рудных провинций как в СССР, так и за рубежом, является чередование доломитов и известковистых доломитов с пестроцветными терригенными породами и углеродистыми сланцами.

3. Высокая подвижность цветных металлов в процессах осадконакопления, диагенеза и эпигенеза, а также интенсивная тектоническая и метасоматическая переработка карбонатных пород обусловили значительные масштабы перераспределения металлов в ходе этих процессов. Все это и определило сложное морфологическое разнообразие рудных тел, которое является предметом острой генетической дискуссии. Однако при этом ясно, что история формирования этих месторождений является сложным и многоактным процессом, включающим осадочное металлонакопление и последующие эпигенетические перераспределения металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Д. Н. Литолого-геохимические особенности докембрия и палеозоя Приаргуны и полиметаллическое оруденение в них. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 86—93.
2. Алексеев Д. Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 5, с. 93—102.
3. Князев Г. И. Литолого-стратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968, с. 176—193.
4. Кулагашев А. И. Особенности распределения богатых руд в полиметаллических рудных полях Восточного Забайкалья. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 235—239.

5. Плюснин Г. С., Санин Б. П. О генезисе рудных свинцов Приаргунья по изотопным данным.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1151—1152.
6. Синчук Ю. А. Геологическое строение, геохимические особенности и условия локализации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Западного Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1974. 25 с.
7. Тычинский А. А., Шастин Б. З., Перовский И. Г. и др. Распределение химических элементов в породах докембрия Западного Прибайкалья и вопросы генезиса стратиформного свинцово-цинкового оруденения.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 58—74.
8. Шаталов Е. К. Новые данные о полиметаллической минерализации в Западном Прибайкалье.— Разведка и охрана недр, 1964, № 8, с. 65—70.

УДК 553.64.06

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ КАРБОНАТО- И ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Н. И. ЮДИН

Около 80% мирового производства фосфатов и большая часть мировых запасов приходится на долю морских фосфоритов и продуктов их выветривания. Морские фосфоритоносные формации как древних, так и молодых эпох развития Земли составляют значительную часть в общем балансе осадочных пород, поэтому их изучение имеет большое значение не только для выявления условий образования и закономерностей размещения фосфоритов, но и для изучения общих процессов литогенеза. Например, по оценке Г. Д. Эммха [9], формация Фосфория (Скалистые горы, США) первоначально занимала площадь 355 000 км²; выходы фосфоритов в настоящее время прослежены в полосе длиной 720 км. Нижнекембрийская фосфоритоносная формация в Каратау имеет протяженность более 1000 м [8].

Исследование литологического состава и закономерностей размещения фосфоритоносных формаций свидетельствует о том, что подавляющее большинство месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя связано с карбонатными отложениями, т. е. накопление крупных концентраций фосфора происходило на фоне преимущественно карбонатной седиментации.

Наиболее древние фосфатоносные породы, известные на территории СССР, связаны с первично-осадочными терригенно-карбонатными и карбонатными комплексами верхнего архея — нижнего протерозоя [10]. Все известные крупнейшие месторождения мира приурочены к карбонатным, кремнисто-карбонатным, терригенно-карбонатно-кремнистым, терригенно-карбонатным породам (Алтае-Саянская область, Каратауский бассейн в СССР, Хубсугульский бассейн в Монголии, Джорджина в Австралии, Фосфория в США, мел-палеогеновые месторождения Марокко, Туниса, Алжира, Египта и Средней Азии в СССР).

По данным Н. А. Красильниковой [4], на азиатском материке наибольшее число фосфатных месторождений и проявлений приурочено к верхнему докембрию и нижнему кембрию, на долю которых приходится более 80% выявленных запасов фосфоритов. С этим же геологическим периодом связано наиболее интенсивное формирование карбонатных толщ [2].

В терригенных преимущественно глинистых отложениях многих фосфоритоносных районов геосинклинальных областей фосфориты либо вовсе отсутствуют, либо наблюдаются в виде глинисто-фосфатных или карбонатно-фосфатных конкреций или линз, рассеянных в глинистой толще (Горная Шория, Енисейский кряж).

Осадочно-метаморфические апатитоносные формации достаточно широко распространены в Сибири и на Дальнем Востоке. Для них ха-

рактерны большие площади, значительная мощность и определенная стратиграфическая приуроченность залежей.

На Алданском щите развита апатит-мраморно-гнейсовая формация, объединяющая верхнеалданскую и федоровскую свиты общей мощностью 7500—8500 м. Апатитовые проявления связаны в основном с гнейсово-карбонатными горизонтами федоровской свиты. Характерной особенностью апатита является значительное присутствие в его составе хлора (0,5—3,8%).

Осадочно-метаморфическая апатитоносная гнейсово-карбонатная формация в типичном ее выражении широко развита в Юго-Западном Прибайкалье. К ней относятся глубокометаморфизованные породы слюдянской серии верхнего архея — нижнего протерозоя, приуроченные к Западно-Хамардабанскому антиклинорию. По составу и строению эта формация близка к алданской, хотя и имеет существенные отличия.

Отложения гнейсово-карбонатной формации прослеживаются в субширотном направлении вдоль южной оконечности Байкала и далее на запад более чем на 300 км. В бассейне р. Слюдянки и сопредельных районах она имеет мощность около 3,5 км и расчленяется на три свиты — нижнюю, среднюю и верхнюю.

В нижней свите мощностью около 500 м выделяется восемь горизонтов, представленных биотитовыми гнейсами, диопсид-роговообманковыми, диопсид-скаполитовыми, диопсид-роговообманково-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, кварцитами и мраморами, имеющими подчиненное значение.

Средняя свита, мощностью около 600 м, делится на пять горизонтов, сложенных пироксен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, роговообманковыми, диопсид-роговообманковыми пироксеновыми сланцами, кварц-диопсидовыми с апатитом породами и мраморами с форстеритом, диопсидом и мелкочешуйчатым флогопитом вблизи пегматитовых жил.

Верхняя свита мощностью 2000—2300 м сложена преимущественно карбонатными породами — мраморами и доломитизированными мраморами, кальцифирами, кварц-apatит-диопсидовыми породами, гранат-графит-биотитовыми, биотит-роговообманково-пироксеновыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, а также биотит-кордиерит-гранатовыми гнейсами с графитом и силлиманитом.

Апатитовая минерализация связана с кварц-карбонат-диопсидовым комплексом пород, который приурочен к карбонатным частям разреза верхней свиты. Стратиграфический диапазон апатитоносности в разрезе слюдянской серии очень большой и достигает в Слюдянском районе 1300—1500 м. Апатитоносный комплекс содержит несколько апатитосодержащих горизонтов и имеет в районе г. Слюдянки ритмичное строение, при котором горизонты карбонатных и кварц-диопсидовых пород с апатитом чередуются с горизонтами кристаллических сланцев.

Данные по разведке апатитовых руд на ряде участков (Сюточкина падь, Улунтуй, Похабиха, Бурутуй) свидетельствуют о том, что в пределах карбонатных горизонтов рудные залежи мощностью 1—36 м, протяженностью 30—400 м содержанием P_2O_5 3,11—10,4% не имеют строгой стратиграфической приуроченности. Линзовидное строение залежей, отсутствие строгой приуроченности их к той или иной части разреза апатитоносных горизонтов указывают на сильную фациальную изменчивость первичных фосфатоносных осадочных пород, за счет которых образовались апатитовые руды слюдянской серии.

На Слюдянском месторождении выделяются два основных типа апатитовых руд — кварц-диопсидовый и карбонат-диопсидовый. Кварц-диопсидовые апатитовые руды могут быть подразделены по текстурным особенностям на два подтипа: слонстый и вкрапленный.

Карбонат-диопсидовые апатитовые руды обычно имеют массивное строение; апатит присутствует в виде гнездообразных и мелких линзо-

образных скоплений, неравномерно распределенных в основной карбонат-диопсидовой массе. Слоистые или полосчатые кварц-диопсидовые апатитовые руды отражают, по-видимому, текстуру первичных слоистых или тонкослоистых карбонатно-кремнистых фосфоритов подобно тем, которые наблюдаются на Тамалыкском месторождении в Кузнецком Алатау. В этих рудах вторичное перераспределение фосфата было самым незначительным. Вкрапленная текстура кварц-диопсидовых руд, напротив, вероятно, в массивных кремнисто-карбонатных фосфатсодержащих породах при вторичном перераспределении фосфатного вещества.

Апатитоносный комплекс слюдянской серии в первичном своем виде сформировался в постпротогеосинклинальном мелководном бассейне и представлял собой фосфоритоносную кремнисто-карбонатную формацию [1]. Накопление фосфатного вещества происходило, по-видимому, в условиях быстро погружающегося дна морского бассейна, о чем свидетельствуют значительная мощность фосфатоносной серии и отсутствие богатых апатитовых руд.

Апатитоносные осадочно-метаморфические формации, аналогичные южно-прибайкальской и алданской, известны на Дальнем Востоке, в бассейнах верхнего течения рек Зеи и Уды (Восточно-Становая горная область), в Восточном Саяне, в бассейне р. Козыр, на территории Бурятии в Северо-Байкальском (Баргузинская горная страна) и Верхне-Витимском районах, на Воронежском массиве, Украинском щите и в других районах СССР. Архейские осадочно-метаморфические апатитоносные формации встречаются на территории КНДР [10]. Все это свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатообразования, генетически теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением. Докембрийские осадочно-метаморфические образования оказываются весьма перспективными для выявления новых месторождений фосфатных руд слюдянского типа. В них заключен огромный источник фосфора для формирования осадочно-гидротермально-метасоматических апатитовых месторождений.

В верхнем докембрии — нижнем кембрии Азиатского материка широким развитием пользуются карбонатная, кремнисто-карбонатная и терригенно-кремнисто-карбонатная формации.

Формация карбонатного типа широко развита на территории Сибири, в Алтае-Саянской и Прибайкальской складчатых областях. Тектонически она приурочена к внутригеосинклинальным, а также к миогеосинклинальным областям.

Наиболее характерное строение карбонатная формация имеет в Горной Шории и включает в себя (снизу вверх): кабырзинскую, западно-сибирскую и белкинскую существенно карбонатные свиты верхнедокембрийско-раннекембрийского возраста в разной степени фосфоритоносные. Мощность отложений около 4000 м. Структурно формация приурочена к Мрасской зоне, представляющей собой краевую часть срединного массива, разделяющего геосинклинальные системы салаирид и байкалид, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе [6]. К этой формации относится Белкинское месторождение фосфоритов. Другим районом развития карбонатной формации в Алтае-Саянской складчатой области является юго-западное обрамление Восточно-Саянского антиклинория, где фосфоритоносные отложения залегают в среднеовсянковской подсвете овсянковской свиты верхнего рифея (Саржакское и другие фосфоритовые месторождения). По-видимому, к этому же типу формаций относятся карбонатные породы верхнего докембрия, развитые в Манском синклинории.

В Прибайкальской складчатой области фосфоритоносная карбонатная формация изучена в Восточном Присаянье на юго-восточном склоне Морского хребта. Основную роль в ее составе играют доломиты при подчиненном значении известняков, филлитовых сланцев, кварцитов,

линз фосфоритов и других пород, выделяемых в бурлинскую свиту верхнего протерозоя.

Кремнисто-карбонатная формация известна в Каратау, в Сибири, на Западном Урале, в Средней Азии. С ней связаны крупнейшие в СССР геосинклинальные месторождения фосфоритов Каратауского бассейна. В Сибири кремнисто-карбонатная формация широко развита в верхнедокембрийских отложениях Кузнецкого Алатау (верхняя часть енисейской серии, усинская свита), на Батеневском кряже (сосновская свита), в Восточном Саяне (павловская свита), в Центральном и Западном Прибайкалье (улунтуйская свита), в Боксон-Сорхойском и Ухагольском синклиниях (боксонская свита), в нижнепалеозойских отложениях Витимского плоскогорья (нижняя свита мраморов, ивановская и икатская свиты, верхняя часть хойготской свиты) и в других районах.

По своему строению формация различна в разных районах. В ее составе главенствующее положение занимают карбонатные породы: доломиты, известняки и промежуточные разновидности при значительном участии кремнистых пород — фтанитов, кремнистых сланцев.

Терригенно-кремнисто-карбонатная формация развита в восточной части Кузнецкого Алатау и на Сангилене. К формациям этого типа относятся верхнедокембрийские фосфоритоносные отложения тамалыкской свиты и ее аналогов, наиболее полно представленные на Тамалыкском фосфоритовом месторождении.

Вывод о тесных генетических связях фосфатообразования с карбонатонакоплением подтверждается рядом исследований, в частности, проведенным А. С. Михайловым [5] анализом физико-химических условий образования морских фосфоритов. Изучение геологических закономерностей размещения фосфоритов показывает, что в отложениях карбонатного типа крупные залежи фосфоритов приурочены к перерывам в монотонном разрезе карбонатных толщ; в кремнисто-карбонатных и терригенно-карбонатных формациях фосфоритные слои залегают на границе смены терригенных пород кремнисто-карбонатными или терригенно-карбонатными.

Фосфат кальция, кальцит и доломит являются часто основными породообразующими минералами и представляют закономерный парагенезис в фосфоритах. А. В. Казаков подчеркивал, что «породы, не содержащие кальцита, обычно не содержат и фосфоритов» [3, с. 63]. В то же время он отрицал генетическую связь фосфора с доломитами. Однако исследование вещественного состава древних и молодых фосфоритов указывает на тесную генетическую связь фосфата с доломитом [12].

Иногда полагают, что древние фосфатоносные отложения исключительно или преимущественно приурочены к доломитовым толщам, а в пределах фосфоритоносных серий фосфориты генетически связаны только с доломитами. При этом кальцит относят к продуктам приповерхностной дедоломитизации. Детальные исследования фосфоритов и вмещающих их пород показали [11]; что в карбонатном типе фосфоритовых формаций фосфатные породы и фосфориты приурочены к смешанному известняково-доломитовым горизонтам, а известняки широко развиты в разрезах кремнисто- и терригенно-карбонатных формаций. Во всех изученных нами типах фосфоритов докембрия в их строении наряду с доломитами участвует и первичный кальцит. Его присутствие отмечает А. Г. Трухачева [7] в фосфоритах, не затронутых выветриванием глубоких горизонтов месторождения Чулактау. На территории Сибири известны фосфориты, приуроченные исключительно к известнякам, а карбонат в них представлен кальцитом (кабырзинская свита в Горной Шории, улунтуйская свита в Западном Прибайкалье).

Приведенные выше данные о генетической связи фосфатообразования с карбонатонакоплением имеют большое значение как для понимания геологических условий концентрации фосфора в осадочных толщах в отдельные геологические эпохи, так и для прогноза поисков фосфат-

ных руд. Они требуют дальнейших более глубоких исследований. Важное значение имеет изучение связи фосфоритообразования с биогенными процессами, а также установление связи образования фосфоритов с определенными фаціальными обстановками карбонатонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Елизарьев Ю. З.* Главные черты геологии раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна.— В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 96—106.
2. *Илюхин Л. Н., Тараненко Е. И.* К эволюции карбонатообразования в позднем протерозое.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1, с. 126—129.
3. *Казаков А. В.* Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. М.: ГОНТИ, 1939. Вып. 145. 106 с.
4. *Красильникова Н. А.* Историко-геологическое развитие условий фосфоритообразования.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 3—9.
5. *Михайлов А. С.* Литологические связи фосфатных, карбонатных и кремнистых пород и использование их при прогнозах и поисках фосфоритов.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 43—52.
6. *Сухарина А. Н., Скобелев Ю. Д., Кулешова Н. Н.* Верхнепротерозойские — нижнекембрийские фосфатоносные формации горной части Западной Сибири.— В кн.: Фосфатоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968, с. 24—34. (Тр./СНИИГГИМС; Вып. 69).
7. *Трухачева А. Г.* Петрография пластовых фосфоритов Чулак-Тау.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 7, с. 5—41.
8. *Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— Избр. тр. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 52—143.
9. *Эмих Г. Д.* Промышленные месторождения фосфатов.— В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977, с. 117—140.
10. *Юдин Н. И., Арсеньев А. А.* Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
11. *Юдин Н. И., Арсеньев А. А., Горбунова Л. И.* Фосфоритоносные формации.— В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1974, с. 180—210.
12. *Юдин Н. И.* Литологические особенности размещения фосфоритов.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 173—179.

УДК 551.72 : 552.54(470.32)

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ФОСФАТО- И МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С КАРБОНАТНЫМИ ПОРОДАМИ ПРОТЕРОЗОЯ КМА

В. А. КАЗАНЦЕВ

Стратиграфическая приуроченность фосфато- и марганценосных пород к нижнепротерозойским отложениям КМА свидетельствует об их тесной генетической связи с карбонатонакоплением. Карбонатные толщи в районе пользуются развитием среди отложений оскольской серии. Вулканогенно-осадочная формация оскольской серии трансгрессивно залегает на железорудной свите курской серии (железистые кварциты, сланцы), выполняя центральные части наиболее погруженных нижнепротерозойских троговых структур. Она является самым поздним стратиграфическим подразделением, известным в составе докембрийского фундамента. Наиболее полно разрез оскольских отложений представлен в пределах Тим-Ястребовского, Волотовского, Белгородского, Михайловского и Рыльского грабен-синклиорийев, являющихся структурами более высокого порядка среди основных складчатых ветвей карелид КМА. В составе оскольской серии выделяется две свиты. Нижняя (роговская) сложена терригенно-карбонатной флишoidalной формацией, представленной ритмичным чередованием доломитов, доломитовых мраморов, доломитовых кальцифиров, карбонатсодержащих кристалличе-

ских сланцев с параамфиболитами, слюдистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и гравелитами. Мощность роговской свиты в центральной части Тим-Ястребовской структуры достигает 1,6—1,8 км. Ее стратиграфическим аналогом в Белгородской структуре является более терригенная [3] яковлевская свита.

Тимская свита (белгородская в Белгородской структуре) залегает согласно на роговской и представлена углеродистой вулканогенно-терригенной формацией, в составе которой широким распространением пользуются углеродистые притритизированные породы: слюдисто-кварцевые и карбонатсодержащие сланцы, кальцифиры, доломитовые мраморы и доломиты. В Белгородской и Михайловской структурах на этом стратиграфическом уровне встречаются также пласты переотложенных железистых кварцитов, выделяемых на КМА в составе наиболее поздней железисто-кремнисто-кластогенной формации [5]. Эффузивы основного и среднего состава, их туфы и пирокласты, часто измененные до ортосланцев, залегают в виде субогласных залежей среди осадочных пород тимской свиты, а в восточном борту структуры образуют покровы, выходящие на эрозионный срез докембрия. Мощность отложений тимской свиты в центральной части Тим-Ястребовской структуры достигает 1,2—1,5 км.

Степень регионального метаморфизма пород оскольской серии соответствует зеленосланцевой фации. На участках, характеризующихся более глубоким эрозионным срезом (Староскольский железорудный узел, Ястребовская антиклиналь и др.), интенсивность метаморфизма выше и нередко достигает эпидот-амфиболитовой и редко амфиболитовой фаций. Дислоцированность пород высокая, характеризуется напряженной изоклинальной складчатостью с крутыми углами падения слоев (45—85°); отмечается несколько систем разноориентированных разломов.

Абсолютный возраст пород оскольской серии (2000—2100 млн. лет) определяется датировками, полученными К—Аг методом по биотиту и амфиболу из гранодиоритов стойло-николаевского комплекса, прорывающих оскольские отложения.

В строении разреза углеродистой толщи тимской свиты в интервалах с повышенной фосфато- и марганценосностью основная роль принадлежит метаморфизованным эквивалентам углеродистых глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных и смешанных по составу пород близкого литологического состава. Реже встречаются существенно кварцевые обломочные порсды. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1—2 мм до нескольких сантиметров и метров. Повсеместно в породах присутствует углеродистое вещество и пирит. Углеродистое вещество представлено тонко распыленным шунгитом и графитом, количество которого колеблется от 0,5—1,0 до 15—17%. Характерно послойное распределение углеродистого вещества и его приуроченность к пелитовым и карбонатным разностям пород.

Среди карбонатных отложений оскольской серии широко распространены смешанные по составу известково-силикатные породы, представленные доломитовыми кальцифирами, карбонатсодержащими фосфато- и марганценосными сланцами.

Петрохимическая характеристика основных типов карбонатных пород приводится в таблице.

В западном борту Тим-Ястребовской структуры в нескольких картировочных скважинах среди тимских отложений нами установлен ряд горизонтов, обогащенных фосфатами с маломощными пластами фосфоритов [6]. Марганецсодержащие породы тесно связаны с фосфатоносными, перемежаясь с ними в разрезе, но образуют обособленные пласты. В разрезе скв. 3053 и 3063 выявлено восемь таких пластов мощностью 2,0—10,5 м, характеризующихся средним содержанием MgO 2,1—5% (см. рисунок). Максимальное содержание закиси марганца

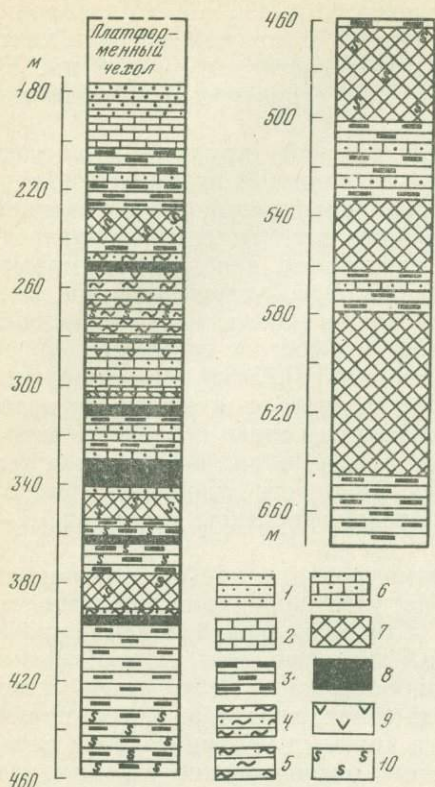


Рис. 1. Геологический разрез по скв. 3063

1 — кварциты, кварцито-песчаники; 2 — доломиты, доломитовые кальцифиры; 3 — углеродистые слюдисто-кварцевые сланцы; 4 — гранат-слюдисто-кварцевые сланцы; 5 — слюдисто-кварцевые сланцы; 6 — углеродистые кальцифиры; 7 — интервалы с повышенной фосфатноностью; 8 — марганцевые породы; 9 — дайки порфириров; 10 — зоны интенсивной сульфидизации

маций коры выветривания и обломочной, представленной превращенными в кварциты хорошо отсортированными кварцевыми песками, карбонатной и терригенно-карбонатно-углеродистой формаций, т. е. парагенезис групп формаций, характерный для стабильных тектонических условий.

С учетом изложенного среди оскольских отложений трогового комплекса КМА, вероятно, можно встретить стратифицированные пласты фосфоритов и марганцеворудные горизонты значительной мощности и распространенности по латерали.

Углеродисто-кремнисто-карбонатные отложения тимской свиты несут комплексное фосфорит-марганцево-колчеданное оруденение. Оно представлено стратифицированными пластами фосфатных, марганцевистых пород и фосфоритов, часто содержащих густо вкрапленные и сливные пирротиновые и пиритовые руды. В колчеданных рудах установлены повышенные содержания меди, цинка, селена, бария и других элементов [1]. Фосфатноносные горизонты содержат повышенное количество редких земель.

Общими литологическими особенностями, характеризующими фосфато- и марганцеосность отложений тимской свиты, являются: наличие карбонатов среди вмещающих толщ, существенно доломитовый их со-

9,4% установлено по скв. 3063 в пиритизированных углеродистых карбонатсодержащих гранат-биотит-кварцевых сланцах. Минералы марганца представлены спессартин-андрадитовым гранатом, манганокальцитом и родохрозитом. Ряд интервалов с повышенной марганцеосностью установлен и по многим другим скважинам.

В строении разреза тимских отложений, содержащих карбонатные породы и горизонты с повышенной фосфато- и марганцеосностью, иногда удается уловить тонкую ритмичность. В строении ритма участвуют три его элемента — глинистый, карбонатный и обломочный. Мощностность ритмослоев составляет 1—3 мм. Карбонатные прослои, как и сланцевые, содержат тонко распыленное углеродистое вещество и сульфиды железа (пирротин, пирит, марказит), количество которых иногда достигает 20—30% породы. Повсеместное присутствие сингенетических включений углеродистого вещества и сульфидов свидетельствует о том, что карбонатаккумуляция и сопутствующая ему концентрация фосфатов и марганца протекали в условиях сероводородного заражения и мелководного характера осадкообразования.

Формационный состав курскооскольских отложений подтверждает преобладание платформенных условий в период их формирования. Здесь имеет место парагенезис формаций

Петрохимическая характеристика основных типов карбонатных пород (содержание, %)

Компоненты	Роговская свита	Тимская свита				
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	13,72	22,13	55,70	53,33	45,45	57,12
TiO ₂	0,14	0,46	0,61	0,53	0,85	0,79
Al ₂ O ₃	3,02	3,92	11,29	7,21	3,20	11,58
Fe ₂ O ₃	0,59	1,55	1,9	4,52	4,69	1,4
FeO	0,91	5,38	7,14	6,70	3,03	3,78
MnO	0,07	0,30	0,15	0,14	0,17	5,33
MgO	17,33	12,37	4,61	1,67	1,92	4,24
CaO	28,21	23,09	6,16	4,11	17,98	1,88
Na ₂ O	0,073	1,09	0,79	0,42	0,08	0,18
K ₂ O	1,22	1,31	2,16	0,89	0,69	1,87
P ₂ O ₅	0,114	0,61	0,23	2,26	11,98	0,23
V ₂ O ₅	0,015	Не анал.	0,02	0,053	0,02	0,04
S _{общ}	Не анал.	0,77	3,50	5,71	3,17	1,23
П. п. п.	34,49	25,18	6,25	12,51	6,99	8,53
Сумма	99,85	99,75	100,38	101,21	99,88	99,05
H ₂ O	0,47	0,12	0,44	0,80	0,29	1,16
C _{общ}	Не анал.	² / ₃ Не анал.	5,5	13,13	5,0	5,5
C _{орг}	«	«	4,77	12,97	4,75	5,5
CO ₂	27,6	«	Не анал.	0,47	Не анал.	0,2
CaO:MgO	1,6	1,9	1,4	2,5	9,4	0,5

Примечание. 1 — доломитовые кальцифры (среднее из 5 ан.) углеродистые породы; 2 — доломитовые кальцифры (среднее из 11 ан.); 3 — карбонатсодержащие сланцы (среднее из 10 ан.); 4 — фосфатизированные слюдисто-кварцевые сланцы (среднее из 8 ан.); 5 — фосфориты (среднее из 4 ан.); 6 — марганцовистые филлиты (гондиты) (среднее из 5 ан.)

став, тесная ассоциация фосфоритов, фосфатсодержащих и марганцевосных пород с углеродистыми кремнисто-карбонатными и кремнистыми; мелководный характер фосфато- и марганцевосных фаций. Тимская свита Тим-Ястребовской структуры и, по-видимому, ее стратиграфические аналоги в других нижнепротерозойских прогибах КМА характеризуются региональной обогащенностью фосфором и марганцем и с этих позиций заслуживают всестороннего изучения. Наряду с фосфоритами и марганцем эти образования также интересны в отношении стратиформных полиметаллических и колчеданных месторождений.

На данной стадии изученности пока нельзя делать выводы о практической ценности выявленной повышенной фосфато- и марганцевосности тимской свиты. Однако в зоне окисления продуктивных пластов на поверхности фундамента вместе с известными на КМА месторождениями богатых гипергенных руд железа и бокситов можно ожидать промышленные концентрации богатых окисных руд марганца и фосфора, аналогичные месторождениям Индостанского щита [2, 4]. С этих позиций наибольший интерес представляет южная часть территории КМА, в частности Белгородская структура, где интенсивнее проявлено латеритное корообразование по породам докембрийского фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакишин Е. М., Казанцев В. А., Кононов Н. Д. и др. Перспективы металлоносности Тим-Ястребовский синклинали КМА.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М.: ГУЦР, 1970, вып. 7, с. 135—139.

2. *Войткевич Г. В., Лебедько Г. И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 231 с.
3. *Голубкин Н. И., Штернова Л. М., Дунай Е. И.* и др. Стратиграфия протерозойских эффузивно-осадочных образований Белгородского рудного района КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977, с. 3—9.
4. *Моралев В. М., Глуховский М. З., Коген В. С.* и др. Геология и минерагения троговых структур (зеленокаменных поясов) древних щитов.— В кн.: Общая региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1976. 49 с.
5. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.* Основные черты металлогении супракратальных комплексов докембрия КМА.— В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977, с. 3—11.
6. *Созинов Н. А., Казанцев В. А.* О фосфоритоносности протерозойских отложений района КМА.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1, с. 148—151.

УДК 551.71 : 552.54+553.3/9(571.53)

КАРБОНАТНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ДОКЕМБРИИ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

В. Н. ВИШНЯКОВ, Е. П. ВАСИЛЬЕВ, Л. З. РЕЗНИЦКИЙ, Е. А. НЕКРАСОВА

В докембрии Южного Прибайкалья (слюдянская и хангарульская серии) карбонатные (мраморы, кальцифиры), кремнисто-карбонатные (кварц-диопсидовые, волластонитовые породы) и известково-силикатные (кальцитсодержащие кристаллосланцы) породы развиты широко (рис. 1). Они слагают около 55% разреза.

В слюдянской серии (култукская, перевальная свиты) средней мощностью 6,3 км мраморы составляют 61%, породы кварц-диопсидовые — 7%, кальцитсодержащие кристаллосланцы — около 2%. В перевальной свите мощностью 3,4 км отмечается резкое преобладание мраморов (78%). Из общей мощности разреза (3,9 км) хангарульской серии (харагольская, безымянская свиты) 22% составляют мраморы и около 9% — кальцит-пироксеновые кристаллосланцы. Последние типичны для харагольской свиты — до 25% от средней ее мощности 1,2 км.

Карбонатные и кремнисто-карбонатные породы разнообразны по цвету, структуре, текстуре, химическому и вещественному составам. Главными породообразующими компонентами являются CaO, MgO, SiO₂, CO₂. Остальные окислы составляют доли процента, редко — первые проценты. Лишь в богатых апатитом кварц-диопсидовых породах содержание P₂O₅ достигает 20,5%.

В целом все разновидности метаморфических карбонатных и кремнисто-карбонатных пород образуют два ряда: магнезиальный и известковый (рис. 2) с широким диапазоном колебаний в них кремнекислоты (см. таблицу).

Высококремнистую часть магнезиального ряда представляют кварц-диопсидовые породы, объединяющие широкую гамму разновидностей от диопсидовых кварцитов через мономинеральные диопсидовые породы до кальцит-диопсидовых разностей. Кальцифиры и мраморы форстеритовые широко развиты в разрезах култукской, перевальной и безымянской свит, составляя в них до 50% мощности карбонатных пачек. Доломитовые мраморы свойственны разрезу безымянской свиты.

Мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые образуют в совокупности как бы связующую группу между магнезиальным и известковым рядами пород. Встречаются они во всех четырех свитах, но не имеют в них доминирующего значения. Кальцит-доломитовые мраморы по минеральному составу близки к мраморам (кальцифирам) форстеритовым, а мраморам доломит-кальцитовым в большей мере присущи черты известкового ряда карбонатных пород. В первых наблю-

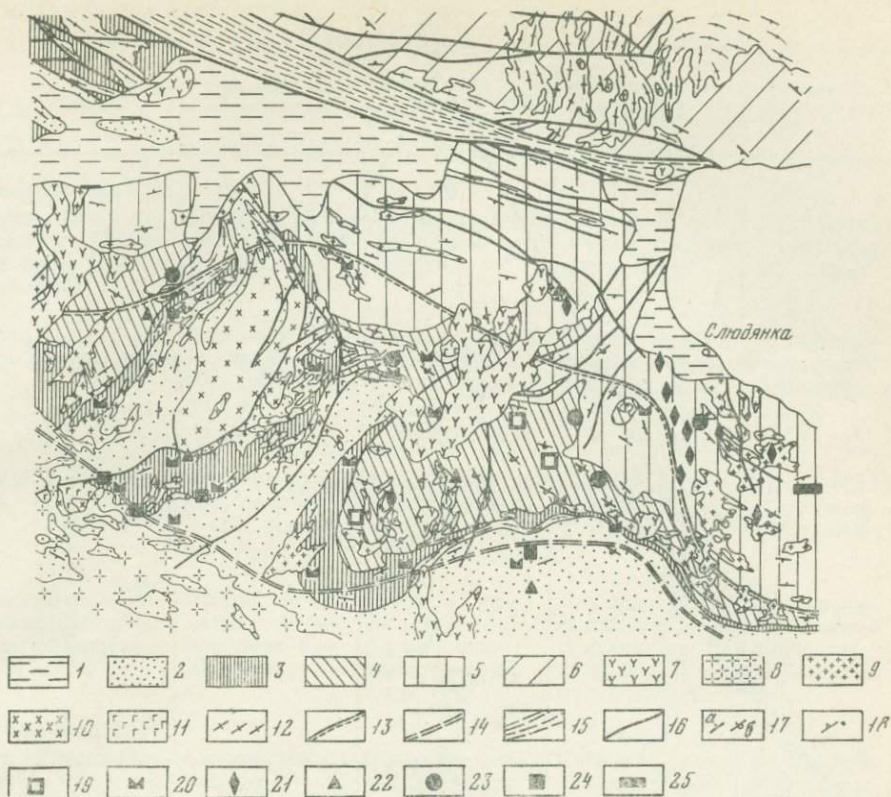


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Слюдянского горнорудного района (Южное Прибайкалье)

1 — четвертичные отложения; 2—3 — нижний протерозой, хангарульская серия, свиты: 2 — безымянская, 3 — харагольская, 4—5 — верхний архей, слюдянская серия, свиты: 4 — перевальная, 5 — култукская; 6 — нижний архей, шарыжалгайская серия; 7 — неогеновые плато-базальты; 8 — позднпротерозойские граниты; 9 — среднепротерозойские аляскитовые гранит-пегматиты слюдянского типа; 10—12 — раннепротерозойские магматические породы: 10 — сиениты, монцитоны; 11 — габброиды, 12 — гранито-гнейсы (китойский комплекс); 13 — северная граница распространения метаморфических парагенезисов с волластонитом; 14 — южная граница распространения метаморфических парагенезисов с гиперстеном; 15 — динамометаморфические диафориты зоны Главного Саянского разлома; 16 — разрывные нарушения; 17 — залегание слоистости: а — нормальное, б — опрокинутое; 18 — залегание кристаллизационной сланцеватости; 19—25 — основные месторождения и проявления: 19 — низкомагнезиальных гигантокристаллических мраморов, 20 — волластонита, 21 — флогопита, 22 — лазурита, 23 — апатита, 24 — марганцевых пород, 25 — облицовочных мраморов

дается парагенезис доломита и кальцита с форстеритом, а во вторых — с диопсидом.

Карбонатно-силикатные породы известкового ряда представлены породами кварц-кальцитового состава, по которым лишь на локальных участках развиваются парагенезисы с волластонитом. В обеих группах пород наблюдаются постепенные переходы от кальцит-кварцевых или волластонит-кварцевых пород к кварцевым и волластонитовым мраморам. Мраморы кальцитовые и диопсидовые белые, имеют простой минеральный состав. Обе разновидности мраморов тесно ассоциируют друг с другом, образуя в совокупности наиболее мощные карбонатные пачки. Диопсидовые мраморы зеленовато-белые и розовые, они характерны для разных серий (первые — для хангарульской, вторые — для слюдянской), похожи по минеральному и вещественному составам (см. таблицу, рис. 2), а также по положению в ритмично-циклических наборах пород.

Мощности пачек карбонатных и кремнисто-карбонатных пород варьируют в широких пределах — от нескольких метров до нескольких сотен

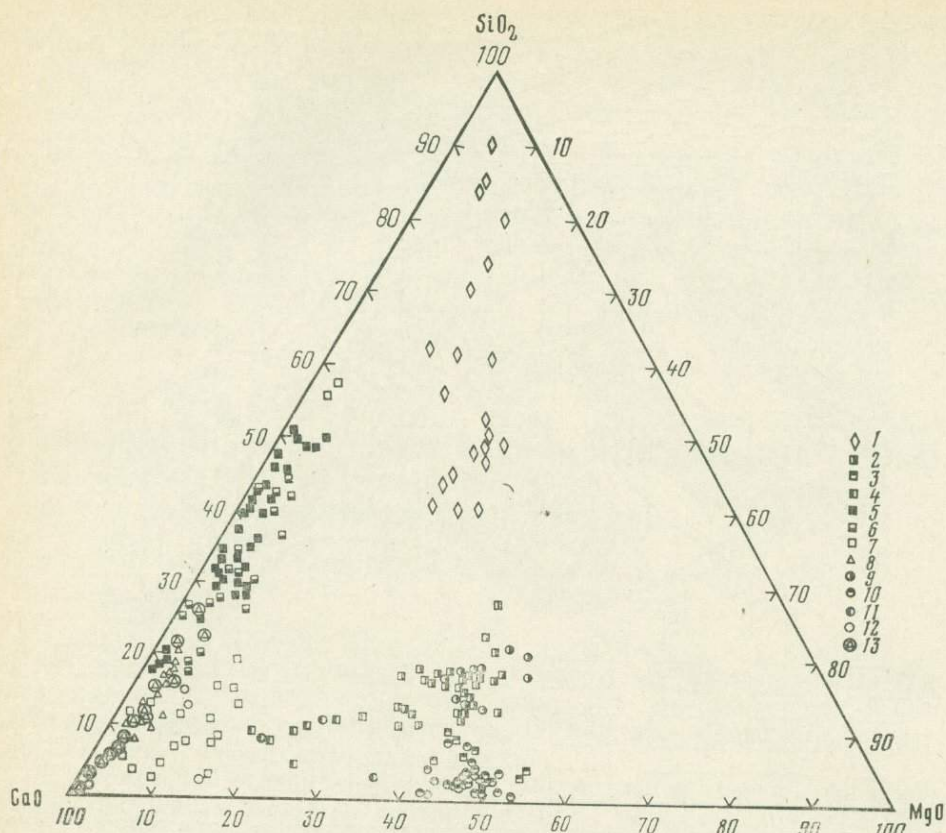


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 — CaO — MgO -карбонатных и кремнисто-карбонатных пород Южного Прибайкалья (в мол. %)

1—8 — слюдяная серия: 1—4 — магнезиальный ряд: 1 — породы кварц-диопсидовые, 2 — кальцифиры форстеритовые, 3 — мраморы доломитовые, 4 — мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые, 5—8 — известковый ряд: 5 — мраморы и породы волластонитовые, 6 — мраморы и породы кварц-кальцитовые, 7 — мраморы кальцитовые белые, 8 — мраморы кальцитовые розовые, 9—13 — хангарульская серия: 9 — кальцифиры форстеритовые, 10 — мраморы кальцитовые розовые, 11 — мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые, 12 — мраморы кальцитовые белые, 13 — мраморы кальцитовые зеленовато-белые

метров. Однородные по составу пачки редки. Более характерно тонкое или грубое переслаивание различных по магнезиальности и кремнекислотности пород, сочетающихся вполне закономерно. В пачках карбонатных и кремнисто-карбонатных пород по изменению известкостоматнезиального отношения в разрезе, которое в общем случае колеблется от 1,28 до 210, выделяются ритмы I (элементарные), II и III порядков. Мощность первых варьирует от нескольких дециметров до 2—2,5 м, вторых — 5—6 м, третьих — 10—25 м. Ритмы состоят из двух элементов: нижнего и верхнего. Порядок чередования пород в ритмах и роль каждого элемента в повторяющихся наборах, а иногда и размерность ритмов определяются положением каждого конкретного участка разреза на фоне более крупного периода (следующего порядка) седиментации. На трансгрессивных участках разреза в основании карбонатных ритмов залегают, как правило, более магнезиальные породы. Зоны перехода от магнезиальных элементов ритма к существенно известкостым (или наоборот) нередко бывают обогащены соединениями фосфора и серы [4, 8].

Породы кварц-диопсидовые ассоциируют в разрезе с высококремнистыми разновидностями пород известкового ряда, а также с мраморами диопсидовыми или форстеритовыми. Мраморы диопсидовые — белые,

Основные разновидности метаморфических карбонатных и кремнисто-карбонатных пород Южного Прибайкалья

Порода	Основные минералы, объемный. %	Второстепенные, вторичные и акцессорные минералы	Равновесные минеральные парагенезисы	Распространение, полезное ископаемое
<i>Магнезиальный ряд</i> Породы кварц-диопсидовые (широкая гамма разновидностей)	Диопсид 10—100, кварц 10—90, кальцит 0—50, апатит 0—30	Тремолит, полевые шпаты, сульфиды	Диопсид + кварц ± кальцит ± апатит	Култукская и перевальная свиты; апатит
Кальцифиры и мраморы форстеритовые	Форстерит 10—45, кальцит 40—60, доломит 10—40	Диопсид, флогопит, шпинель, апатит, тремолит, брусит, хондродит, сульфиды	Кальцит + доломит + форстерит ± шпинель	Култукская, перевальная, безымянская свиты
Мраморы доломитовые	Доломит 90—100, кальцит 0—10, форстерит 0—10	Графит, диопсид, тремолит, шпинель, брусит, флогопит, сульфиды	Доломит ± кальцит ± графит	Преимущественно безымянская свита, лазурит
Мраморы кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые	Доломит 10—90, кальцит 10—90, форстерит 0—20, диопсид 0—20	Шпинель, графит, флогопит, брусит, апатит, тремолит, сульфиды	Доломит + кальцит ± форстерит; кальцит + доломит ± диопсид	Култукская, перевальная, безымянская, харагольская свиты
<i>Известковый ряд</i> Породы кварц-кальцитовые (широкая гамма разновидностей)	Кварцит 10—90, кальцит 90—10, диопсид 0—20	Тремолит, апатит, сульфиды	Кальцит + кварц ± диопсид	Култукская, перевальная, безымянская, харагольская свиты
Породы волластонитовые (широкая гамма разновидностей)	Волластонит 15—85, кальцит 5—75, диопсид 0—20	Апатит, сульфиды	Волластонит + кальцит + диопсид; волластонит + кварц ± диопсид	Култукская, перевальная свиты; волластонит
Мраморы диопсидовые белые	Кальцит 70—90, диопсид белый 10—30	Кварц, тремолит, апатит, сульфиды	Кальцит ± диопсид	Култукская, перевальная свиты
Мраморы кальцитовые белые	Кальцит 95—100	Диопсид, кварц, тремолит, графит, сульфиды	Кальцит ± графит	Перевальная, култукская, харагольская свиты; цементное сырье
Мраморы диопсидовые зеленовато-белые	Кальцит 80—95, диопсид зеленый 5—15	Кварц, скаполит, полевые шпаты, актинолит, апатит, сфен, эпидот, рудные	Кальцит + диопсид ± кварц ± скаполит (?)	Харагольская свита
Мраморы диопсидовые розовые	Кальцит 60—95, диопсид темно-зеленый 10—35	Кварц, полевые шпаты, скаполит, роговая обманка, апатит, эпидот, сфен, рудные	Кальцит + диопсид ± скаполит (?)	Култукская, перевальная свиты; олицовочное сырье

часто переслаиваются с мраморами кальцитовыми, доломит-кальцитовыми и мраморами форстеритовыми, а мраморы доломитовые — с кальцит-доломитовыми или форстеритовыми. Кальцифиры и мраморы форстеритовые контактируют с мраморами диопсидовыми розовыми через маломощные (10—20 см) прослои мраморов флогопитовых.

Наблюдается определенная приуроченность карбонатных пород к тем или иным разновидностям гнейсов. Так, мраморы графитовые тяготеют к графитосодержащим биотитовым гнейсам, мраморы магнезиальные ряда — к их глиноземистым разновидностям, кремнисто-карбонатные породы — к кварцитовидным биотитовым гнейсам, мраморы диопсидовые зеленовато-белые — к диопсидовым гнейсам (кристаллосланцам), а розовые кальцитовые мраморы — к роговообманково-пироксеновым кристаллосланцам. Контакты между двумя последними парами пород, как правило, постепенные, посредством ряда смежных разновидностей: мраморы диопсидовые — кальцифилы диопсидовые — кристаллосланцы диопсидовые кальцитсодержащие — кристаллосланцы пироксеновые.

Кальцифилы и кальцитсодержащие пироксеновые кристаллосланцы обычно содержат в своем составе скаполит и волластонит. Последний по сравнению с первым имеет локальное развитие. Как уже указывалось выше, кальцитсодержащие кристаллосланцы типичны для разреза харагольской свиты. Верхняя его часть нередко венчается маломощным (6—12 м) горизонтом метаморфических марганцевых пород, среди которых выделяются гондиты, спессартиновые кварциты, родонитовые кристаллосланцы, диопсидовые кристаллосланцы и гнейсы с марганцевым волластонитом или бустамитом, мраморы и кальцифилы с минералами бустамит-волластонитового ряда и марганцевым гроссуляром [10, 12].

Широкий комплекс полезных ископаемых района, прямо или косвенно связанных с карбонатными, кремнисто-карбонатными и известково-силикатными породами Южного Прибайкалья, можно в целом отнести к классу метаморфогенных месторождений. В плане настоящей работы возможно подразделение всей совокупности полезных ископаемых на две основные группы — собственно метаморфических и постметаморфических. Первые представляют собой нормальные метаморфические породы — закономерные элементы стратификационной текстуры толщи, прошедшие все этапы структурно-метаморфической эволюции (фосфор, марганец, волластонит, цементное сырье и облицовочные материалы). Месторождения второй группы формировались в поздние этапы геологической жизни района и связь их с карбонатными породами более опосредованная (флогопит, лазурит).

Фосфор. Апатитом заметно обогащены только кремнисто-карбонатные породы. Анализ закономерностей внутреннего строения карбонатных и кремнисто-карбонатных пачек позволил установить четкую фаціальную приуроченность фосфора к зонам перехода от известковистых разновидностей пород к более магнезиальным или наоборот. Эта позиция фосфора выдерживается для периодичности различных порядков — от положения крупных апатитонесущих слоев до отдельных богатых апатитом прослоев. Наибольшими содержаниями апатита отличаются разновидности кварц-диопсидовых пород с содержанием кремнезема до 30—40% и известково-магнезиальным отношением 4,0—5,0.

Марганец. Марганцевые осадочные породы известны на двух сближенных уровнях разреза (в верхах харагольской и низах безымянской свит), которые в региональном плане можно рассматривать как один устойчивый стратиграфический уровень, тяготеющий к основанию хангарульской серии [12]. Последняя перекрывает слюдяную серию с угловым стратиграфическим несогласием. Подобная стратиграфическая приуроченность — начало крупного трансгрессивного цикла (мегацикла), сменившего после размыва период существенно карбонатного седиментогенеза весьма типоморфно, поскольку характерно для многих первично-осадочных марганцевых месторождений [1]. Потенциальная рудоносность глубокометаморфизованных марганцевых пород связана с возможностью ассоциаций с ними сингенетических (синметаморфических) окисных руд. Наиболее перспективны в этом отношении участки смены

карбонатных отложений кластическими, что установлено на ряде осадочных месторождений и имеет место в наших разрезах. На слюдянских проявлениях наиболее богатые марганцем разновидности (родонит-бустамитовые породы) тяготеют к зонам смены карбонатных пород кластическими (гондиты, биотитовые гнейсы), слагающими нижние (терригенные) элементы ритмов первого порядка [10].

Волластонит. Многочисленные находки волластонита в Южном Прибайкалье, сделанные здесь в последние годы, позволяют говорить о существовании Слюдянской волластонитоносной провинции, охватывающей более 700 км². Из трех типов волластонитовых парагенезисов провинции [6] наибольшим развитием пользуются осадочно-метаморфические волластонитовые породы, включающие две литолого-петрографические группы или типа: карбонатный (слюдянский) и скарноидный (лазурский). Обе группы пород строго приурочены к кремнисто-известковому уровню седиментогенеза, но развиты далеко не повсеместно: по простиранию сменяются безволластонитовыми породами — кварц-кальцитовыми мраморами (карбонатный тип) или кальцит-диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами (скарноидный тип). Сосуществование в толще взаимоисключающих парагенезисов (волластонитовых и кварц-кальцитовых) связано с характером регионального метаморфизма, протекавшего в общих условиях безволластонитовой фации, но близких к критическим параметрам волластонитообразования. Локальное образование волластонита в ходе прогрессивного этапа метаморфизма связано с местными понижениями $P_{\text{общ}}$ и P_{CO_2} , обусловленными определенным комплексом структурно-тектонических факторов [5].

Цементные и облицовочные мраморы. Низкомагнезиальные кальцитовые мраморы, используемые в цементной и металлургической промышленности, в нормальном (первичном) разрезе встречаются достаточно часто. Однородные значительной мощности слои и группы (пакеты) таких слоев формируются лишь в условиях стабильного осадконакопления карбонатного материала (перевальная свита). Однако локализацию месторождений цементных мраморов Перевал и Комар определили не только литолого-стратиграфические предпосылки, но и процессы пластического течения карбонатных пород при складкообразовании. Оба месторождения находятся в пределах гигантской Комарской структуры отслаивания, где наблюдается резкое увеличение мощностей слоев кальцитовых мраморов и их рекристаллизация с образованием гигантокристаллических разновидностей [3].

Единственное в Южном Прибайкалье месторождение облицовочных розовых мраморов Буровщина приурочено к фазиальному переходу роговообманково-пироксеновых кристаллосланцев в карбонатные породы, причем на участке площади со спокойной тектонической обстановкой.

Флогопит, лазурит. Широко известные флогопитовые и лазуритовые месторождения Южного Прибайкалья принадлежат формации абиссальных магнезиальных скарнов преимущественно постмагматической стадии, формирование которых во времени значительно оторвано от этапа прогрессивного метаморфизма. После работ Д. С. Коржинского [7] широкое признание получила концепция биметасоматического генезиса месторождений, связывающая их образование с метасоматическим воздействием химически неравновесных магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород при посредстве постмагматических растворов. Однако роль карбонатных пород этим не исчерпываются. Они являлись не только источником рудных компонентов (магния, серы), но и необходимой средой, определившей различную компетентность пород при формировании структур будинажа, обусловивших локализацию и морфологию отдельных жильных полей и узлов [2, 9, 14].

Детальное изучение стратификационной текстуры толщи и применение комплекса лито-химических пересчетов позволяют предполагать

сложную природу первичного субстрата карбонатных, кремнисто-карбонатных и известково-силикатных пород [8]. Представляется несомненной седиментогенность фосфора, серы, углерода, марганца, кремния и других, послуживших основой для формирования ряда полезных ископаемых.

Полезные ископаемые, связанные с карбонатным седиментогенезом, весьма различны по характеру этой связи. В одних случаях локализация их полностью определяется исходным составом осадков, т. е. условиями седиментации (фосфор, марганец, облицовочные материалы), в других — необходимым моментом выступают структурно-метаморфические факторы (волластонит, цементные мраморы). Наконец, для третьей группы полезных ископаемых (флогопит, лазурит) структурные факторы, метаморфический и магматический контроль имеют равное или большее значение в сравнении с литолого-стратиграфическим, а взаимосвязь и взаимозависимость комплекса необходимых условий принимают сложные формы.

При расшифровке закономерностей формирования всего комплекса полезных ископаемых реставрация процессов седиментогенеза, включая условия карбонатного осадконакопления, дает объективный материал к решению целого ряда генетических вопросов — от источников и природы вещества до закономерностей пространственной локализации. Тщательное изучение и анализ стратификационной текстуры разреза, в том числе внутреннего строения карбонатных пачек, является необходимым условием эффективности геологических работ на всех стадиях — от прогнозной оценки до детальной разведки конкретных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варенцов И. М.* О главнейших марганценовых формациях.— В кн.: Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 70, с. 119—161.
2. *Васильев Е. П.* Морфология и генезис складчатых структур Слюдянского флогопитоносного района (Южное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1973, с. 27.
3. *Васильев Е. П., Вишняков В. Н., Резницкий Л. З.* Роль горизонтальных движений в формировании комплекса полезных ископаемых Слюдянского района (Южное Прибайкалье).— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1976, с. 92—94.
4. *Вишняков В. Н.* Карбонатные породы района Слюдянского флогопитовых месторождений и некоторые вопросы их метаморфизма (Юго-Западное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1973, с. 27.
5. *Вишняков В. Н., Васильев Е. П., Резницкий Л. З.* Структурно-тектонические факторы волластонитообразования в гранулитовом комплексе Южного Прибайкалья.— В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма, Свердловск, 1977, кн. 2, с. 160—161.
6. *Вишняков В. Н., Резницкий Л. З., Васильев Е. П.* Волластонитсодержащие породы в слюдянском гранулитовом комплексе.— В кн.: Современные исследования земной коры. Иркутск, 1975, с. 55—59.
7. *Коржинский Д. С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 29, 164 с.
8. *Львова Н. А., Вишняков В. Н.* Литолого-генетические особенности слюдянской толщи Юго-Западного Прибайкалья.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 271—275.
9. *Матонин В. Н.* К вопросу об источнике и механизме мобилизации вещества при образовании лазурита в юго-западном Прибайкалье.— В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск, 1977, с. 77—80.
10. *Некрасова Е. А., Резницкий Л. З., Васильев Е. П.* и др. Терригенные метасадки в марганценовых толщах Южного Прибайкалья.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977а, с. 69.
11. *Некрасова Е. А., Резницкий Л. З., Ушаповская З. Ф.* и др. Минералы и парагенезисы метаморфических марганцевых пород Слюдянки (Южное Прибайкалье).— В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977б, с. 7—30.
12. *Резницкий Л. З., Васильев Е. П., Вишняков В. Н.* Первая находка гондитов в докембрии Южного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 222, № 5, с. 1195—1197.

13. Резницкий Л. З., Васильев Е. П., Воробьев Е. И. Особенности генезиса и закономерности локализации жильных флогопитовых месторождений.— В кн.: Молодежь — пятилетке. Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1976, с. 56—58.
14. Резницкий Л. З., Матонин В. Н., Онгтоев А. Р. Закономерности распределения флогопита и перспективы центральных рудников 1—4, 8 Слюдянских месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 11, с. 57—64.

УДК 553.636.068.2 : 551.72(571.56.16)

ПРИЗНАКИ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТОВ СЕЛИГДАРСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН)

Е. К. ГЕРАСИМОВ, Р. Г. МАТУХИН, Н. Т. МАНДРИКОВА,
В. Ф. КОЗЛОВ, Г. Н. ПЕРОЗИО, М. В. СУХОВЕРХОВА

В последнее десятилетие в пределах Алданской апатитоносной провинции выявлен ряд месторождений и проявлений апатита, в том числе Селигдарское месторождение.

Проблемой апатитоносности Алданского щита занимается ряд научных и производственных организаций, но, несмотря на это, многие аспекты геологического строения и рудогенеза этого района остаются невыясненными и нуждаются в дальнейшем изучении. Особенно остро дискутируется вопрос о генетической природе апатитоносных комплексов Алданского щита в целом и Селигдарского месторождения, в частности. О генезисе апатитов селигдарского типа в настоящее время высказывается три точки зрения: осадочно-метаморфическая, гидротермально-метасоматическая и карбонатитовая.

В строении района Селигдарского месторождения принимают участие архейские кристаллические сланцы и гнейсы, протерозойские образования, осадочные породы венда (юдомская свита), мезозойские интрузивные породы и продукты коры выветривания протерозойского и мезозойского возраста. Апатитовая минерализация связана с породами протерозойского комплекса, которые локализованы в тектонических структурах типа грабена, ограниченного зонами глубинных разломов северо-восточного (Якутский) и северо-западного (Билымахский) направлений. По зонам долгоживущих разломов протерозойские образования контактируют с верхней подсвитой верхнеалданской свиты иенгурской серии архея.

В разрезе протерозойских образований выделяются три апатитоносные толщи: нижняя — апатит-карбонатная, средняя — литифицированные продукты коры выветривания, верхняя — апатитсодержащая карбонатно-терригенная. Мощность протерозойских пород по результатам моделирования геофизических данных равна предположительно 3000—3400 м.

Трехчленное строение протерозойских отложений Селигдарского грабена устанавливается не повсеместно, что объясняется напряженным блоковым характером тектонических структур. Строение грабена в целом представляется в виде ступенчатых сбросо-надвигов. Амплитуда смещения отдельных блоков определяется размахом вертикального смещения и составляет около 1,5 км. В наиболее приподнятых блоках верхние горизонты протерозойского комплекса значительно эродированы. В разрезе протерозойских образований Селигдарского месторождения наиболее широким развитием пользуются отложения нижней толщи.

По преобладанию тех или иных минеральных ассоциаций в нижней апатит-карбонатной толще выделяются несколько разновидностей пород: апатит-карбонатные, апатит-кварц-карбонатные, апатит-маргит-

карбонатные и т. д. Появление в разрезе кварцсодержащих пород, тяготеющих к зонам тектонических нарушений, ограничивающих Селигдарский грабен, обусловлено процессами гидротермально-метасоматического преобразования пород. Эти же зоны были подвержены наиболее интенсивным процессам гипергенной проработки и обогащению продуктов выветривания аутигенным кварцем. Кроме описанных, в разрезе присутствуют мало мощные линзовидные горизонты кварцевых песчаников с регенерационно-мозаичной структурой.

Апатит-карбонатные породы господствуют в строении нижней толщи. Окраска толщи пестрая, обусловленная преимущественно розовыми тонами карбонатов и серо-черными апатита и рудных минералов. Текстура их массивная, полосчатая, пятнистая, иногда брекчиевая и колломорфная. Структура от тонко- до крупнокристаллической. Характерно обилие разнонаправленных стилолитовых швов, которые устанавливаются в карбонатной части пород. Стилолитизация сопровождается микротрещиноватостью, с которой связано развитие доломитизации. Ромбоэдри доломита зональные. Иногда они растворены, а сохранились лишь каемочки гетита, полностью соответствующие конфигурации доломита и его зон. Стилолитовые швы пересекаются под углом метасоматическими образованиями, при этом часть рудных минералов выполняет как ослабленные зоны трещин, так и сами стилолиты.

Поскольку основные концентрации апатита связаны именно с нижней апатит-карбонатной толщей, последняя была подвергнута наиболее полному и детальному исследованию. Основное внимание было уделено карбонатам, изучение которых проводилось с применением микроскопии, дифрактографии, рентгенографии и стабильных изотопов углерода и кислорода.

В составе карбонатов на месторождении присутствуют доломит и кальцит. Преимущественное развитие имеет доломит, составляя в целом две трети и более объема карбонатных пород. В локализации доломита и кальцита намечается определенное стратиформное распределение. Верхние горизонты толщи (до 250 м) характеризуются преимущественно доломитовым составом. Нижняя часть разреза (250—450 м) существенно кальцитовая. Кальцит иногда присутствует и в доломитовых горизонтах в незначительном количестве (от 2—3 до 10—15%).

Общая доля растворимой части карбонатных пород по групповой пробе достигает 87,4—89,5%. Нерастворимый остаток составляет 10,5—12,6%. Апатит-карбонатные породы, определенные по групповой пробе из верхней части толщи, имеют следующий химический состав (в вес. %): SiO_2 7,97; Al_2O_3 0,11; TiO_2 0,08; FeO 1,16; Fe_2O_3 0,72; P_2O_5 9,73; MnO 0,23; CaO 31,75; MgO 15,27; Na_2O 0,09; K_2O 0,05; $\text{S}_{\text{вал}}$ сл.; F 0,5; H_2O 0,10; п. п. п. 32,15; сумма 98,42.

Карбонатные породы апатит-карбонатной толщи характеризуются розовыми, розовато-палевыми, розовато-сиреневыми и реже белыми цветами. Доломит и кальцит обнаруживают зернистые и гранобластовые структуры; размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до сантиметра.

Доломит имеет неправильную, изометричную и ромбовидную формы разной размерности. Крупные зерна доломита содержат мелкие включения кальцита, чем обуславливается их ситовидная структура. Окраска доломита весьма разнообразна — от белого до красного со всевозможными переходами цветовой гаммы. Очень часто встречаются розовато-сиреневые оттенки. Доломитовые кристаллы нередко мутноваты за счет очень тонких игольчатых включений рудного минерала (гематит, гетит). Тонкое пропитывание зерен доломита частицами рудного минерала обуславливает разные оттенки бурого и красного цвета доломита. Колебания показателей преломления отмечено в следующих пределах: $N_o = 1,683—1,704$, $N_e = 1,504—1,519$.

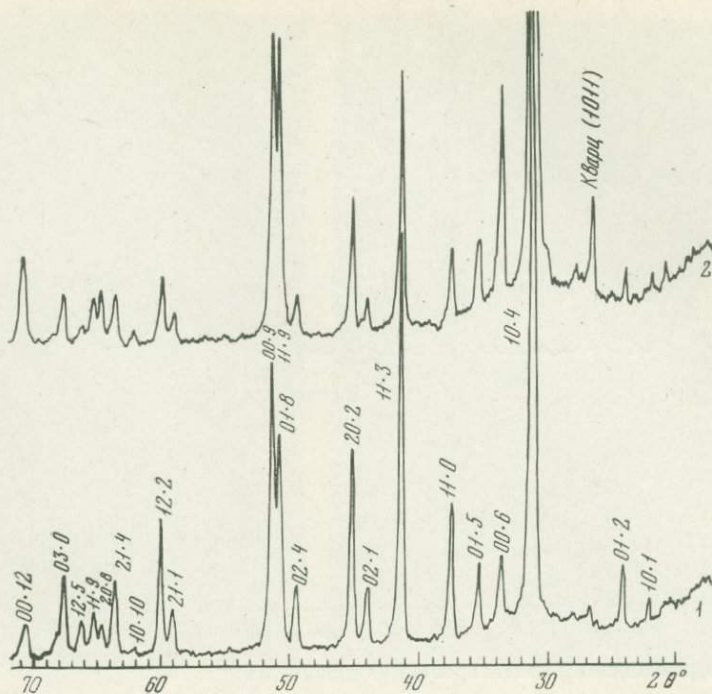


Рис. 1. Дифрактограммы доломитов

1—2 — распределение относительных интенсивностей: 1 — нормальное, 2 — аномальное

Кальцит представлен двумя генерациями. Кальцит ранней генерации сингенетичен доломиту; являясь стратиформным образованием, он занимает определенное место в разрезе. Цвет кальцита белый, розовый и оранжево-розовый. Характерно полисинтетическое двойникование. Встречаются зерна кальцита с регенерационными каемками. В этом случае двойникование охватывает как обломочное зерно, так и каемку регенерации. Показатель преломления кальцита $N_o=1,659-1,661$, $N_e=1,485-1,488$. Кальцит поздней генерации встречается по всему разрезу. Он выполняет прожилки, трещинки и пустоты выщелачивания.

Для стадийного анализа отбирались чистые карбонатные блоки, которые (по внешнему виду) не претерпели метасоматической переработки. При микроскопическом изучении среди них выделилось два типа: 1) мутноватые, нередко с волнистым погасанием доломиты и 2) водяно-прозрачные кальциты.

Ряд структурных особенностей выявлен при рентгенографическом изучении. Так, все кальциты имеют преимущественную ориентировку плоскости спайности. Доломиты могут быть выделены в две группы с нормальным и аномальным распределением интенсивностей (рис. 1). Каждая группа в свою очередь не является однородной. Доломиты первой из них объединяют разновидности хорошо окристаллизованные, о чем свидетельствуют четкие, острые рефлексy, и модификации с менее хорошей кристаллизацией, что обнаруживается по расширению рентгеновских отражений.

Представительная группа аномальных доломитов включает две разновидности отклонений от нормальной рентгеновской картины. Для первой характерно увеличение относительной интенсивности базальных рефлексов (00·6 и 00·12), которое хорошо прослеживается на двух участках дифрактограммы в группе рефлексов 00·6; 01·5; 11·0 и 03·0; 00·12 в области углов $39-45$ и $80-85^\circ 2\theta$ соответственно (рис. 2). Во второй наблюдается увеличение интенсивности отражений от плоскости

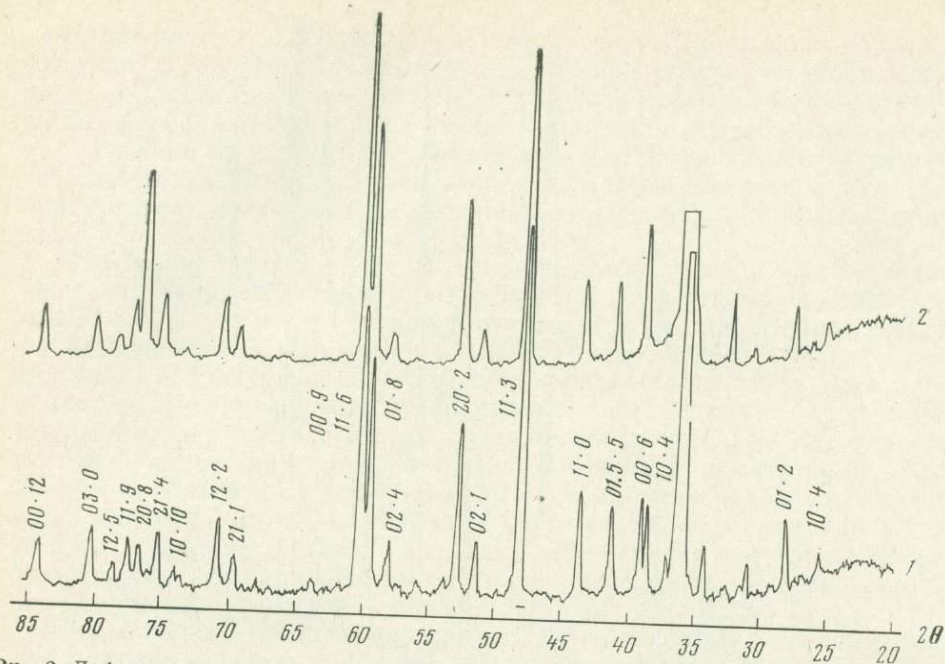


Рис. 2. Дифрактограммы ориентированных доломитов

1 — обр. 17; 2 — обр. 61

спайности (10·4) дополнительно к указанным выше отклонениям. Эта аномалия особенно наглядна для отражения второго порядка плоскости спайности (20·8) на участке дифрактограммы в области 75—80° 2θ.

Наблюдаемые картины являются следствием структурных особенностей минерала, которые в свою очередь обусловлены условиями формирования. Аномалии в интенсивностях рентгеновских картин доломитов являются результатом наличия в структуре преимущественных направлений в ориентации плоскостей кристаллической решетки. Одним из факторов, необходимых для такой перестройки в решетке, является давление. По данным В. Камба [10], перекристаллизация гексагональных кристаллов (в том числе кальцит и доломит) в условиях повышенных давлений способствует появлению преимущественной ориентировки базальных плоскостей. Воздействие давления на сформированный минерал ведет к ориентации плоскости спайности и появлению двойников за счет пластической деформации сдвига в направлении наиболее слабых связей в кристалле [7]. Наиболее многочисленными являются доломиты с одновременной преимущественной ориентировкой базальных плоскостей и плоскости спайности. Степень ориентирования меняется с глубиной. Так, например, в обр. 61 (скв. 80, глубина 412 м) ориентировка базальных плоскостей сильнее, чем в обр. 17 (скв. 80, глубина 236 м). Это видно (см. рис. 2) по увеличению интенсивности рефлексов 00·6 и 00·12.

Ультраструктура карбонатов изучалась по панорамным репликовым снимкам, полученным В. Ф. Козловым с помощью электронного микроскопа BS-613. Объектом исследования являлись скрыто- и тонкокристиаллические карбонаты, нередко мутные (под микроскопом). Мутность обусловлена [5] наличием более тонкокристиаллического неперекристаллизованного материала и может помочь при установлении генезиса первичного осадка.

По снимкам установлено три генетически различных группы образований: обломочные, строматолитовые, проблематические.

Для обломочных карбонатов характерны блоковые и неправильно-блоковые [4] типы поверхностей скола (Табл. I, 1). Размер зерен в та-

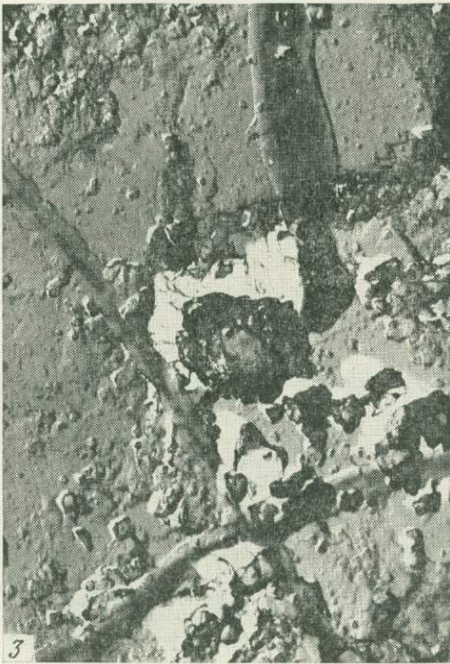
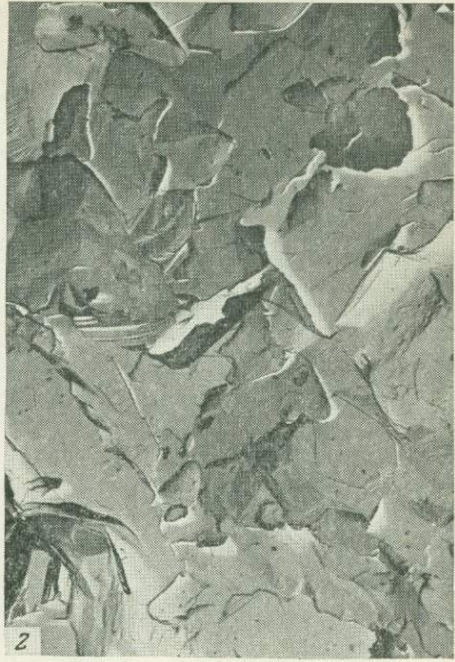


Таблица I. Типы поверхностей и скола:

1 — неправильно- и сглаженно-блоковый тип поверхности. Крупные блоки размером 11—21 мкм состоят из мелких (1,5×2,5 мкм). Сохранились ультрапоры размером 0,2—0,35 мкм. Видны выпукло-вогнутые контакты между крупными блоками, местами их деформация. Скв. 80, глубина 191 м, обр. 10; увел. 8000; 2 — пластинчатый тип поверхности скола. Скв. 70, глубина 58 м, обр. М-248; увел. 8000; 3 — тип поверхности скола пластинчатый, переходящий в натековидный и бугорковый. На снимке видны длинные от 0,6×7,5 до 0,7×22,5 мкм сплюснутые полые трубки. Скв. 79, глубина 54 м, обр. 3 (1); увел. 8000

ких породах колеблется в пределах 0,011—0,021 мм. В одних случаях обломок состоит из одного кристалла, в других из микрита с размерами частиц 1,5—2 мкм; при этом между частицами микрита сохраняются ультрапоры размером 0,2—0,35 мкм. Такие карбонаты испытывают разнообразные преобразования: приспосабливаясь друг к другу, обломки пластически деформируются, сминаются. Аналогичные обломочные тонкозернистые известняки и доломиты широко распространены в отложениях кембрия, вскрытых Мархинской скважиной [5].

Строматолитовые карбонаты характеризуются пластинчатым типом поверхности скола (см. Табл. I, 2). Иногда пластинки выщелочены и

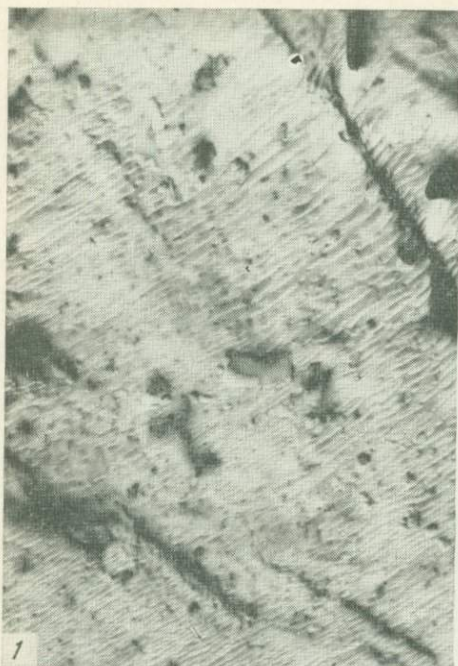


Таблица II. Типы поверхностей и скола.

1 — сглаженно-блоковый тип поверхности скола. Видны желобки, образующиеся при растворении карбоната. Скв. 80, глубина 329 м, обр. 28; увел. 8000; *2* — гелевидный тип поверхности скола. Скв. 80, глубина 329 м, обр. 28; увел. 8000; *3* — сглаженно-блоковый тип поверхности скола в сочетании с друзовидным. На снимке видны новообразования карбоната. Скв. 82 глубина 282 м, обр. Ж-594(1); увел. 8000

пронизаны многочисленными порами, при этом поверхность скола приобретает ноздреватый вид. Подобные образования [6] встречены в строматолитах кембрия амгинского и мархинского разрезов Сибирской платформы (Анабаро-Синская фациальная зона).

Проблематические образования наблюдались в виде полых трубок с внутренним ячеистым строением (см. Табл. I, 3). Их генезис можно трактовать двояко. Возможно, эти нити водорослей. Однако подобные нити с ячеистыми перегородками были получены Канном [9] экспериментально с помощью бактерий.

Карбонатные породы испытывают разнообразные изменения. Помимо отмеченных выше пластических деформаций, широко развиты процессы растворения. При этом блоковые и пластинчатые типы поверхностей скола преобразуются в сглаженно-блоковые, натековидные, гелевидные. Можно проследить все стадии такого процесса, который начинается с образования желобков (Табл. II, 1) размером от $0,037 \times 0,25$ до $0,037 \times 1$ мкм и заканчивается формированием гелевидной массы с колломорфной структурой (см. Табл. II, 2). Местами наблюдается рост новообразованных идоморфных кристаллов (см. Табл. II, 3).

Как известно, полисинтетическое двойникование — один из признаков преобразования карбонатов. Мы подчеркивали ранее, что кальцит с таким строением отличается прозрачностью, в то время как не испытывавший двойникования доломит остается мутным. Поэтому дальнейшее изучение их с помощью стабильных изотопов проводилось с учетом этих данных. Результаты анализа приводятся в нижеследующей таблице.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Селигдарского месторождения (скв. 79)

Глубина отбора, м	Анализируемый материал	$d=10.4\text{Å}$	$\delta^{13}\text{C}$, PDB%	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW%
51	Доломит розовый, выветрелый. Структура неравномернокристаллическая; по трещинам развиты зональные ромбоэдры доломита, прокрашенные окислами железа	2,887	3,5	24,4
73,5	Доломит желтый крупнокристаллический	2,887	3,7	—
159	Доломит розово-желтый, крупнокристаллический с пойкилобластовой структурой	2,886	3,7	23,4
260	Мраморизованный известняк красно-розовый, крупнокристаллический. Вокруг обломков видны каемки регенерации. Характерно полисинтетическое двойникование	3,036	4,0	18,5

Приведенные в таблице данные по изотопному составу углерода характерны для осадочных пород [2, 11]. Как известно, состав изотопов углерода не изменяется при преобразовании этих пород до гранулитовой стадии [1, 2]. Однако некоторые исследователи полагают, что преобразованные породы становятся изотопно более легкими [8, 11]. Как видно из таблицы, доломитовые породы не претерпели метаморфического преобразования: $\delta^{18}\text{O}$ остается в пределах 23,4—24,4‰, в то время как мраморизованные известняки обогащены более легким изотопом на 4,9—5,9‰.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Среди метасоматически измененных пород сохранились блоки карбонатов с разной степенью преобразования: морские нормально-осадочные слабо измененные породы и мраморизованные породы. Первые мутноватые, часто с волнистым погасанием ($\delta^{18}\text{O}$ 23,4—24,4‰), вторые водяно-прозрачные, с полисинтетически-двойниковым строением ($\delta^{18}\text{O}$ 18,5‰).

По ультраструктуре установлены первичные тонкозернистые карбонаты, местами состоящие из микрита. Некоторые типы подобны строматолитам, описанным в других разрезах. Полые трубки с ячеистым строением имеют водорослевую или бактериальную природу. Обломочные карбонаты претерпели пластическую деформацию и смятие. Воздействие давления фиксируется рентгенографически: в доломитах воз-

никает преимущественная ориентировка базальных плоскостей и реже плоскостей спайности.

Изучение геологических особенностей апатит-карбонатной толщи позволило установить комплекс признаков явно осадочного происхождения этих образований. К ним относятся: линзы терригенных пород, стратиформное залегание отдельных горизонтов, реликты криптокристаллических разностей карбонатных пород, первично-обломочная природа карбонатных пород, обилие стилолитовых швов, изотопный состав кислорода и углерода и т. д. Фосфатная минерализация на Селигдарском месторождении, тесно связанная с карбонатными породами, характеризуется значительной выдержанностью оруденения как по латерали, так и в вертикальном профиле. Отмеченные особенности локализации апатит-карбонатной толщи и специфика состава этих образований позволяют с определенной уверенностью рассматривать генезис Селигдарского месторождения как осадочно-метаморфический с наложенным метасоматозом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов В. И., Кулешов В. Н.* Изотопный состав углерода и кислорода в архейских карбонатах Алданского шита.— VI Всесоюз симпоз. по стабил. изотопам в геохим. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976, с. 23—24.
2. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968, 224 с.
3. *Донцова Е. И., Мигдисов А. А., Ронов А. Б.* К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочки.— Геохимия, 1972, № 11, с. 1317—1324.
4. *Пероззо Г. Н., Белобородова Г. В., Козлов В. Ф.* Атлас электронно-микроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. Методическое руководство. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1974. 64 с.
5. *Пероззо Г. Н., Белобородова Г. В., Козлов В. Ф.* и др. Типы коллекторов рифогенного комплекса нижнего и среднего кембрия р. Амги. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1976, вып. 233, с. 6—23.
6. *Пероззо Г. Н., Мандрикова Н. Т., Бакулов А. Д.* и др. Минералогия и термолуминесценция карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия Мархинской скважины.— В кн.: Результаты изучения карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследования. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1976, вып. 233, с. 40—62.
7. *Albissin M., Robert M.* Appreciation du degre de deformation naturelle des roches calcaires au moyen du diffractometre a rayons X. Comptes Rendus Academie des sciences. Paris, 1962, 254, p. 1123—1125.
8. *Black Philippa M.* Oxygen isotope study of metamorphic rocks from the Oue goa District, Now Caledonia.— Contribs Mineral. and Petrol., 1974, v. 47, N 3, p. 197—206.
9. *Cunn H. J. Mc.* Calcite and aragonite Phenomena precipitated by organic decay in high lime Concentrate brines.— J. Sediment. Petrol., 1972, v. 42, N 1, p. 150—154.
10. *Kamb W.* Thecty of preferread crystal orientation developed by crystallisation under stress.— J. Geol., 1959, v. 67, N 2, p. 153—170.
11. *Veizer J., Hoeps J.* The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, p. 1387—1395.

УДК 553.32 : 552.54+552.52(235.31)

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Е. М. ГРИБОВ, Е. М. ГУРВИЧ

В разрезе рифея Енисейского кряжа карбонатные и терригенно-карбонатные формации располагаются выше существенно терригенного комплекса, сложенного породами кординской, горбилукской, удерейской и погоруйской, а на западе кряжа — соответствующей двум последним — тисской свит. Марганценосность этих толщ детально изучалась исследователями Красноярского Геологического управления в процессе геологосъемочных поисково-разведочных и тематических работ

(Л. Г. Анучин, А. Е. Березий, А. И. Владимиров, А. И. Вызу, П. Я. Горовой, В. Ю. Забродин, В. Н. Кристин, В. А. Лисин, В. А. Озерский, Ю. В. Савоньяк, Б. А. Скорodelов, В. В. Терещенко, Г. Г. Тузлуков).

Несмотря на большое разнообразие и местные отличия конкретных разрезов, среди рифейских образований выделяются три основных формационных типа карбонатных и терригенно-карбонатных толщ: пестроцветная терригенно-карбонатная формация, углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатная и формация водорослево-хемогенных доломитов. Все выделенные формации содержат рассеянную марганценоность практически на всей площади их развития, а также рудные концентрации марганца на отдельных участках.

В настоящей статье мы коснемся лишь первых двух типов марганценоносных карбонатно-терригенных формаций.

Образования **терригенно-карбонатной формации** по современным стратиграфическим представлениям относятся в основном к двум стратиграфическим уровням — к сосновской и потоскуйской свитам. Некоторые разрезы в схемах различных исследователей смещаются на разные уровни, что связано со сложностью тектонического строения территории и недостаточной еще ее изученностью.

Породы формации залегают на терригенных формациях, а перекрываются доломитовой. Мощность отложений не превышает 500 м. Основными членами формаций являются чередующиеся известково (магнезиально)-глинистые и глинисто-карбонатные сланцы, мергели, глинистые, водорослевые и доломитистые известняки. В качестве второстепенных выступают прослои доломитов, обогащенных углеродистым веществом аргиллитов, глинистых сланцев, карбонатных пород, а также прослои кремнистых пород (микрокварцитов, кремнистых известняков и доломитов) и карбонатных пород, содержащих линзы и желваки кремней.

В основании формации залегают пачки терригенных пород — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, редко песчаники. Доля терригенного материала быстро убывает вверх по разрезу, нарастает карбонатность и формация приобретает свой типичный облик. Но в ряде западных разрезов терригенные пачки появляются вновь в средней части формации.

На нескольких уровнях отмечаются горизонты конглобрекций с гальками, угловато-окатанными и угловатыми обломками карбонатных пород, причем в ряде случаев наблюдается уменьшение размера галек от подошвы к кровле слоя и переход конглобрекций вверх по разрезу в обломочные известняки.

В некоторых разделах присутствуют конгломератовидные известняки и известково-глинистые сланцы, в которых видны овальные или сигаровидные карбонатные образования, сложенные либо более тонкозернистым, либо более крупнозернистым чем основная масса материалом. В других случаях материал включений более глинистый или более чистый, чем окружающий. Они напоминают водорослевые желваки фанерозойских карбонатных толщ.

В западных разрезах устанавливаются прослои туффитов, туфов андезито-базальтов и кислых эффузивов; ряд кремнистых пород напоминает измененные кислые эффузивы; обнаруживается примесь пеплового материала в карбонатных и терригенных породах. В восточных разрезах вулканогенный материал, как правило, отсутствует.

Характерной чертой формации является пестроцветность. Породы окрашены в серые, красные (вишневые, лиловые, розовые), зеленые, желтые, белые, редко черные цвета. Характерно ритмичное, разного порядка чередование зеленых и красных, серых и зеленых слоев и тончайшая оттеночная полосчатость. В большинстве разрезов доля пестроцветных горизонтов уменьшается вверх по разрезу и в верхней части преобладают серые тона.

Породы формации отличают многочисленные признаки мелководья— наличие поверхностей размыва, конглобрекчий, водорослевых горизонтов, трещин усыхания и знаков волновой ряби, косой слоистости различного облика и масштаба.

Разрезу терригенно-карбонатной формации свойственны черты трансгрессивного развития, иногда полиритмичного. Однако трансгрессивность выражена лишь в смене терригенных фаций карбонатными. Наличие в последних водорослевых текстур, в том числе и биогерм, появление прослоев доломитов, ритмичность с признаками мелководья в верхних частях ритмов дают основание считать, что значительного углубления бассейна не происходило. Очевидно, он был неглубоким, типа эпиконтинентальных морей, однако в некоторых участках имел достаточно большие уклоны, так как в ряде разрезов наблюдаются текстуры подводного оползания. Бедность разрезов терригенным материалом алевритовой и песчаной размерности свидетельствует о слабой расчлененности и (или) удаленности континентальной области сноса, а наличие обломочных карбонатных пород — о существовании разрушающихся временно возникающих поднятий. На западе часть материала поступала с вулканических построек.

На юго-востоке в верхней части разреза формации преобладают доломиты. Находка в этом районе в конгломератах основания вышележащей аладьинской свиты обломков доломитов с пустотами выщелачивания гипса [2] позволяет предположить существование здесь лагуны с повышенной соленостью.

Образования терригенно-карбонатной формации обладают рядом интересных геохимических и соответственно минералогических особенностей. Породы содержат обильную железистую минерализацию, выраженную в различных минеральных фазах, из которых основными являются гематит, гидрогематит, гетит, пирит, марказит, пирротин, магнетит, реже железистый карбонат.

Дисперсная примесь гетита, гидрогематита и гематита окрашивает породы формации в красные тона. Кроме того, в составе формации встречаются рудные гематитсодержащие горизонты с содержанием Fe_2O_3 8,45—42%: по р. Ангаре (на Аладьинской шивере и выше устья р. Верхний Ослянки) и по р. Большой Пит (между устьями рек Чиримбы, Горбилока и Печенги и нижнем его течении) [1, 2, 4, 5].

В разрезах формации, где преобладают сероцветно-зеленоцветные разности, обогащенные гематитом породы исчезают, но появляются глинистые, глинисто-карбонатные, глинисто-кремнистые сланцы и известняки с обильной вкрапленностью магнетита, образующего мелкие или порфиробластические кристаллы (бассейны рек Кии, Тиса, Горбилока, Немчаны, в меньшей степени р. Большого Пита).

Для образований формации характерно чередование зеленоцветных и красноцветных прослоев, резко отличающихся содержанием окисного и закисного железа (часто при равном валовом) и соответствующим распределением минералов сульфатной и сульфидной серы. Зеленоцветные и сероцветные прослои обогащены пиритом, марказитом и пирротинном, которые образуют рассеянную вкрапленность в породах, линзовидно-послойные скопления мелких кристаллов, диагенетические конкреции, радиально-лучистые выделения. В красноцветных же прослоях отмечается присутствие мелких кристаллов и диагенетических конкреций барита. Повышенные (выше 1—2%) содержания бария и выделения барита отмечены в основном в восточных разрезах, в бассейнах рек Ангары и Горбилока. Западнее — по р. Большой Пит (у устья р. Лендахи и на скале Щека) и в бассейнах рек Кии и Ангары (верховья рек Талой и Рыбной) — установлены содержания Ва до 1%, но барит не обнаружен. Присутствие барита также подтверждает прибрежно-мелководные условия формирования пород.

В некоторых разрезах отмечается повышенное содержание меди, присутствие халькопирита и медистого пирита. Гематит, магнетит, пирротин и в меньшей степени железистый карбонат характерны для нижней половины разреза формации.

Породы формации отличаются выраженной геохимической специализацией на марганец. Практически нет ни одного разреза терригенно-карбонатной формации, где бы значительная часть горизонтов не обладала бы содержанием марганца порядка 0,3—0,5% и не наблюдались бы отдельные пласты с содержаниями, превышающими 1%.

Повышенные содержания марганца отмечены в чистых, глинистых, алевролитистых, доломитистых и кремнистых известняках, кремнистых доломитах, аргиллитах, глинистых, карбонатно-глинистых, глинисто-карбонатных сланцах, микрокварцитах и кремнях различной окраски — черных, серых, зеленых, красных.

Марганцовистые разности приурочены к наиболее мелководным частям ритмов (Аладьинская шивера, два горизонта с содержанием Mn выше 1,4%): известнякам с волноприбойными знаками (р. Ангара у устья руч. Ивашкин — более 2% Mn), косослоистым породам (р. Большой Пит у устья р. Лендахи и у зимовья Большой Пит — более 1% Mn) и конглобрекциям (р. Горбиллок у устья р. Малый Каченды, р. Большой Пит (скала Щека) — более 1% Mn) и др.

Наиболее высокие содержания и наиболее крупные проявления марганца в описываемой формации отмечены на западе кряжа. К уровню сосновской свиты относится группа проявлений в бассейне р. Кии, а также Шадричевское и Выломское в нижнем течении р. Большой Пит, а к уровню потоскуйской — рудопроявление Палати, тоже по р. Большому Питу. На востоке кряжа в выветрелых известняках свиты карточки известно лишь проявление Талец (р. Ангара). Рудные пласты известняков, известково-глинистых сланцев мощностью 0,5—5 м, редко до 13 м обогащены манганокальцитом и родохрозитом, а в метаморфизованных разностях (в том числе и роговиках) — родонитом и содержат 1,5—5%, реже 9—11% MnO. Уже в слабо окисленных разностях содержания MnO увеличиваются до 15—20% и появляются псиломелан, прожилки вернадита. Для кремней характерна ассоциация гематита с пиролюзитом.

Наиболее высокие содержания свойственны рудным телам, образование которых связано с вторичной мобилизацией вещества. Таковы богатые (до 23,8% MnO) родонит, родохрозит, манганокальцитовые слабо окисленные руды проявления Палати; кварц-карбонатные (до 37% MnO) в бассейне р. Кии, пиролюзитовые руды зон брекчирования в бассейне р. Выломки на западе кряжа и р. Чиримбы на востоке с содержанием MnO соответственно 36,46 и 37,46%.

Образования **углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатной формации** по современным стратиграфическим представлениям приурочены к уровням шунтарской и токминской свит. Они представлены в основном углеродисто-глинистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнисто-карбонатными сланцами, углеродисто-глинистыми, глинистыми, алевролитистыми и кремнистыми известняками, известняками с желваками кремней и доломитами. Отмечаются также алевролиты, карбонатные песчаники, микрокварциты, кварц-хлоритовые породы. Кроме того, в составе формации присутствуют эффузивы и их туфы, а в карбонатных и терригенных породах наблюдается примесь пеплового материала. В основании разрезов во многих случаях встречены пачки и горизонты терригенных пород от конгломератов и гравелитов до песчаников и алевролитов, обычно заметно карбонатных.

Породы формации несут на разных уровнях следы мелководности формирования: наличие поверхностей размыва, в том числе и прокарстованных (древний карст), трещин усыхания, знаков разнообразной

волновой ряби (мелкой симметричной, асимметричной и крупной ячеистой), водорослевых текстур, косой слоистости.

Характер ритмичности основной карбонатной части формации напояет полиритмичный карбонатно-терригенный флиш. В переслаивании участвуют сланцы и известняки, связанные переходными разностями. В ритмах, где гидрослюдистые сланцы чередуются с известняками (слои от 1,5 до 15—20 см), в средней части известняков наблюдаются локальные участки (размером в среднем 10×5 см) косой слоистости, выраженной чередованием алевритового и пелитоморфного известняка. Эти участки располагаются прерывисто (четко видно) в пределах данного пласта и подстилаются локальными зонами размыва. Аналогичные текстуры отмечаются и при переслаивании чистых и алевритистых известняков, и в этом случае прерывистая косая слоистость наблюдается в чистых.

В разрезе формации устанавливается направленное уменьшение доли терригенного материала вверх по разрезу и в том же направлении увеличение доли карбонатных и глинисто-карбонатных пород при заметном росте количества прослоев доломитов в верхней части разреза. Но как и в случае с пестроцветной терригенно-карбонатной формацией, увеличение карбонатной составляющей свидетельствует не столько о значительном углублении бассейна седиментации, сколько о резком сокращении привноса терригенного материала. Характер ритмичности, поверхности размыва, косая слоистость и наличие строматолитов подтверждают относительно небольшие глубины формирования большей части толщи. Лишь горизонты массивных и отчасти «рубчиковых» известняков, характерные для средней части толщи токминской свиты, могли накапливаться на более значительных глубинах.

Углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатная формация резко отличается по своим геохимическим особенностям от пестроцветной терригенно-карбонатной формации и в первую очередь четко выраженным восстановительным характером фациальных типов отложений, что определяется высокими (до 25%) содержаниями $C_{\text{своб}}$. Резкое обогащение углеродистым веществом, наличие рассеянной вкрапленности и сингенетических концентраций пирита и сульфидов свинца, широкий спектр марганцовистых и железистых карбонатов, а также высокая кремнистость определяют геохимическую специализацию толщи.

Углеродистое вещество распределяется в породах по-разному: равномерно пропитывает их, образует пунктирно-слоистые выделения, подчеркивающие слоистость породы, и группируется в тонкие, чередующиеся с кремнистыми слои, создавая текстуры, похожие на варвы. Углеродистое вещество в условиях дислокационного метаморфизма оказывается подвижным, отшнуровывается по кливажу, образует кружевные текстуры и жилки совместно с кварцем.

Породы углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатной формации содержат кальцит, доломит, сидерит, родохрозит и большое количество карбонатов промежуточного типа: олигонит, кутнагорит, магнезиально-железистые кальциты, магнезиально-кальциевые сидериты, брейнерит, марганокальцит, марганцево-железистый доломит, кальциево-марганцевый анкерит. Эти минералы отмечены в породах как токминской, так и шунтарской свит и наиболее характерны для западных разрезов. В восточных разрезах в разновозрастных отложениях спектр карбонатных минералов сужается, однако сидерит остается и даже образует рудные скопления. Названные карбонатные минералы слагают цемент алевритов и песчаников, входят в состав основной массы углеродисто-глинисто-карбонатных и углеродисто-кремнисто-карбонатных сланцев, могут образовывать самостоятельные выделения, слагая почти мономинеральные слои, пласты и жилы, или встречаются в сложных сростаниях и сочетаниях. Наблюдаются, например, сферолиты со слоями родохрозита и марганокальцита, родохрозита и кальциево-марганцевого анкерита.

В карбонатных сланцах выделяются прослои с параллельными слоями железистого кальцита и ромбическими порфиробластическими кристаллами слабожелезистого карбоната, содержащего пойкилитовые включения минералов основной массы. В некоторых случаях отмечается послонное чередование кальцита, доломита, анкерита и углестого вещества.

Практически весь карбонат перекристаллизован и в значительной мере ремобилизован, ввиду чего часто не совсем ясно, принадлежит ли он первичной толще или привнесен в результате гидротермальных процессов. Чем интенсивнее проявление процессов дислокационного метаморфизма, тем богаче спектр карбонатных минералов и тем больше следов переотложения вещества.

В этом отношении показателен горевский разрез, где наблюдается неоднократная миграция карбонатного вещества, формирующая породы типа «переотложенных метасоматитов». Так же явно, но с меньшей степенью активности эти процессы проявлены на участках Снежный, Таежный и в Рассохинском узле.

Породы в разрезах бассейна р. Большой Пит (у устья р. Каитьбы, р. Малая Каитьбы, рудопроявлений Таежный и Снежный) характеризуются несколько повышенными содержаниями бора, достигающими по данным полуколичественного спектрального анализа 0,06% при среднем 0,01%. Минералогическим выражением повышенных содержаний бора является турмалин. Он образует густую вкрапленность (в отдельных случаях до 5—7%) тонких призматических почти бесцветных кристаллов и отдельные полихромные порфиробласты в карбонатных, терригенных и углеродисто-карбонатно-кремнистых породах. Форма выделений свидетельствует об аутигенно-метаморфогенном его генезисе при преобразовании обогащенных бором осадков. В некоторых случаях в породах отмечается обломочный турмалин.

В-Са отношение, которое в образованиях пестроцветной терригенно-карбонатной формации в среднем составляет 3,3 [1], в породах углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатной формации равно в среднем 21,4 при наличии значений до 200, что свидетельствует о значительном различии химизма вод бассейнов седиментации или диагенетических растворов при формировании пород названных формаций.

В некоторых разрезах отмечаются повышенные содержания ванадия (0,08—0,1%) и P_2O_5 до 0,56%, но в целом обогащение малыми элементами не типично для пород формации.

Марганценакопление приурочено к относительно мелководной нижней части разреза формации, но в самих марганценозных разностях пород мелководные текстуры отсутствуют. Марганец содержится в терригенных породах, в углеродисто-кремнисто-глинистых и углеродисто-глинисто-карбонатных сланцах, в обогащенных углеродистым, глинистым и кремнистым веществом известняках и в доломитах.

В целом рассеянная марганценозность в образованиях углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатной формации выражена значительно слабее, чем в отложениях пестроцветной формации, а в большей мере свойственна западным разрезам. В восточной части кряжа в приустьевой части р. Горбилока в карбонатах шунтарской свиты отмечены содержания MnO до 1,48%, а в сланцах бассейна р. Умангоя — до 1%.

В западной части кряжа, как на уровне токминской, так и на уровне шунтарской свит, в различных сланцах, известняках, доломитах и колчеданах по р. Большой Пит (от устья р. Токмы и до р. Иончихи), в бассейне р. Сухой Пит, в Рассохинском узле, в нижнем течении р. Ангары и по ее притокам (реки Погромная, Петришевая, Большая Мурожная), средние содержания MnO составляют 0,2—1,0%, достигая в отдельных пластах 1—3%.

Относительно крупными проявлениями марганца в углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатной формации являются рудопроявления в

районе устья рек Малой Каитьбы и Каитьбы, где устанавливается несколько горизонтов марганцовистых известняков и глинисто-кремнистых сланцев мощностью 24—97 м и средним содержанием 2,66—4,7% MnO, а при окислении до 22,69%. В верховьях руч. Ледяного в мангано-лимонитах и марганцовистых известняках отмечаются содержания MnO 6,57—18,47%. В рудопроявлении Таежное, детально изученном Ю. В. Савоньяком [3], установлены пласты переменной мощности (несколько метров марганцовистых сланцев), в зонах окисления которых содержания MnO достигают 26,9%. Главные рудные минералы — манганокальцит и родохрозит, отмечается олигонит.

Таким образом, на территории Енисейского кряжа в рифее выделяются две терригенно-карбонатные марганценозные формации, резко отличающиеся друг от друга по ряду геохимических особенностей. Марганценозные отложения первой формации накапливались в условиях сменяющимся окислительно-восстановительным потенциалом среды. Концентрация марганца в них обнаруживает четкую приуроченность к породам с признаками мелководных текстур (знаки ряби, косая слоистость, конглобрекции, водородные горизонты).

Марганецсодержащие разности пород второй формации обогащены углеродистым материалом. Они располагаются в парагенезе с мелководными образованиями, но не обладают сами мелководными текстурами и не обнаруживают столь четкой фациальной принадлежности. В породах этой формации очень интенсивно проявился дислокационный метаморфизм и гидротермальная переработка, под влиянием которых формировались элементы наложенной (возможно, ремобилизованной) минерализации.

Обращает на себя внимание тесная ассоциация здесь марганца не только с карбонатным, но и с кремнистым и углеродистым веществом и тяготение наиболее высоких концентраций последних к зонам нарушения.

Для обеих формаций характерно увеличение доли вулканогенного материала по мере движения на запад и увеличение числа марганце-проявлений и концентраций марганца в породах в этом же направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е. П., Владимиров А. И., Горовой Л. Я. и др. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений Южного Заангарья Енисейского кряжа.— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 19—60.
2. Ануфриев А. А. Особенности строения отложений сухопитского и тунгусского комплексов рифея в Восточном Заангарье: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 14 с.
3. Мкртычян А. К., Цыкин Р. П., Савоньяк Ю. В. Марганценозность Енисейского кряжа.— В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 205—210.
4. Петров В. Г. Новые данные о распространении в Енисейском кряже докембрийских осадочных железных руд.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 119—122.
5. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

УДК 553.682.2+551.71/72+551.351

РИТМИЧНОСТЬ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МАГНЕЗИТОНОСНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ

П. П. СМОЛИН, В. И. КИСЕЛЕВ, А. И. ШЕВЕЛЕВ

Происхождение крупнейших в природе концентраций магнезита, приуроченных к докембрийским толщам, трактуется в литературе неоднозначно, в связи с чем полезно было бы охарактеризовать генетический аспект магнезитовой минерализации в целом. Традиционное подразде-

ление магнезитов на кристаллические и «аморфные» (пелитоморфные) произвольно приобрело некоторый генетический оттенок. Все типы магнезитовой минерализации, для которых безоговорочно признается гипергенное происхождение, представлены пелитоморфным магнезитом. Это современные магнезит-гипсовые каличе Средней Азии [5], пермские магнезит (12—36%)—доломит-ангидритовые лагунные осадки востока Русской платформы [10] и других фанерозойских эвапоритовых толщ, а также скопления механически переотложенного из коры выветривания гипербазитов пелитоморфного магнезита на Кубе [20]. Приуроченность пелитоморфного магнезита в гипербазитах к древней коре выветривания доказана советскими исследователями однозначно [9], однако за рубежом некоторые месторождения этого типа считаются гидротермальными [2, 30], что объясняется, видимо, просто незнанием учения о древних корах выветривания. Пелитоморфный магнезит палеогеновых мергелистых озерных осадков Балкан и Турции считается осадочно-вулканогенно-эксгальционным, хотя какие-либо иные признаки вулканизма, кроме наличия самого магнезита, отсутствуют. Таким образом, даже в отношении пелитоморфного магнезита, неизменно локализуемого в явно гипергенной обстановке, иногда неоправданно удерживаются традиционные представления о его гидротермальной природе.

По поводу же главных промышленных месторождений кристаллических магнезитов доломитовых толщ в течение десятилетий упорно существуют конкурирующие точки зрения об осадочном и гидротермально-метасоматическом их происхождении. Это объясняется, с одной стороны, безуспешностью многочисленных экспериментов по осаждению магнезита в стандартных условиях в связи с неизменной кристаллизацией вместо него водных карбонатов магния, с другой — сложностью изучения метаморфизованных магнезитовых месторождений этого типа. Приуроченность преимущественно к древним дислоцированным толщам.

Существующие экспериментальные определения растворимости магнезита, колеблющейся в пределах трех порядков ($K_{SM} = (Mg^{2+}) \cdot (CO_3^{2-})$) — от 10^{-7} до 10^{-10} , также дают основания для противоречивых интерпретаций. Так, Д. Лангмюр [34], приняв наиболее низкие значения произведений растворимости несквегонита и магнезита, считает первой стабильной низкотемпературной, а второй — высокотемпературной ($>60^\circ$) формами карбоната магния. Однако теоретическое значение растворимости ($K_{SM} = 10^{-8,1}$), вычисленное тем же Д. Лангмюром по термохимическим данным и близкое кальцитовому ($K_{SC} = 10^{-8,34}$), свидетельствует о стабильности магнезита в стандартных условиях, что отвечает представлениям о метастабильности водных карбонатов магния по отношению к магнезиту [3, 27]. Неизменную метастабильную кристаллизацию водных карбонатов магния в стандартных условиях Ф. Липманн [35] объясняет кинетическим барьером дегидратации ионов магния, который, по его данным, обуславливает более медленную кристаллизацию из водных растворов магнезита по сравнению с кальцитом с фактором 10^{10} . Главную роль при этом играют последние молекулы воды, гидратирующие магний, которые и входят в состав его водных карбонатов. Этот кинетический барьер, очевидно, в свою очередь объясняется фундаментальным геохимическим свойством магния как наиболее гидрофильного щелочноземельного элемента.

Как по экспериментальным данным (при 60°) [3], так и по наблюдениям древних и современных гипергенных образований установлено преобразование водных карбонатов магния в магнезит при высоких концентрациях CO_2 . Особенно показательны материалы А. Алдермена [28] по перерождению современных гидромагнезитовых илов временных прибрежных лагун Австралии в магнезит на участках притока грунтовых вод, резко обогащенных щелочным карбонатом и бикарбонатным ионом. Видимо, такую же природу имеют гидромагнезит-магнезитовые неогеновые озерные осадки Македонии [39], более древнее гидромагне-

зит-магнезитовое месторождение Этлин в Британской Колумбии [29] и зональность брусит — гидромагнезит — магнезит в верхнемеловой коре выветривания бруситов Хингана [18]. Показательно, наконец, спорадическое присутствие гидромагнезита и в пермских эвапоритах Заволжья [21]. Таким образом, наиболее вероятное происхождение осадочного магнезита доломитовых толщ — это диагенетическое перерождение гидромагнезитовых илов. В этой ассоциации наиболее эвапоритным минералом может быть карбонат магния, что позволяет иначе взглянуть и на древние магнезит-доломитовые ассоциации, лишенные признаков присутствия более типичных эвапоритоидов.

Однако для объективной оценки происхождения древних магнезитов более важное значение имеют не только экспериментальный и актуалистический подход, сколько прямые данные о закономерных вариациях состава в магнезитоносных толщах и особенно о способах распределения самого магнезита разных порядков от микроскопического до регионального.

Естественно полагать, что при метаморфизме тонкие седиментационные структуры могут утрачиваться, и в этом отношении весьма показательно сопоставление докембрийских магнезитов, приуроченных к рифейским, раннепротерозойским и более древним толщам. Наименьшему метаморфизму подверглась рифейская мурандавская свита Хингана. Поэтому именно здесь сохранились типичные пелитоморфные магнезиты и в изобилии фиксируются седиментационные формы их выделения — тонкая послойная вкрапленность сгустков в доломитах и мергелях, а также ярко выраженные диагенетические брекчии. В толщах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций эти мелкие первичные формы затушевываются перекристаллизацией, и наряду с согласными линзовидно-пластообразными проявляются подчиненные секущие, в том числе жиловидные формы залегания [26], очевидно, обусловленные местным метасоматическим перераспределением магния. В таких случаях необходимо правильно избрать масштабность наблюдений для оценки природы объектов.

В рифее Башкирского антиклинория магнезиты присутствуют лишь в определенных единицах существенно доломитовых саткинской и бакальской свит или сопоставляемых с ними отложений. Саткинские месторождения образуют три серии залежей в верхней пятой подсвете саткинской свиты. Очень показательна региональная приуроченность магнезитов к доломитам аладьинской свиты на Енисейском Кряже [12], тогда как доломиты присутствуют еще в двух свитах рифейской толщи. В Оютском грабене Восточного Саяна магнезитоносен лишь один из двух мощных карбонатных горизонтов нижнепротерозойской толщи [13]. В южной части магнезитоносной полосы здесь локализуется крупнейшее в СССР Савинское месторождение. В докембрии Юго-Западного Памира магнезиты встречаются только в нижней горанской свите, хотя доломиты имеются еще в трех свитах ваханской серии. Наличие в одинаковых плутонических условиях чисто доломитовых единиц, наряду с магнезитоносными, побуждает отказаться от ранее предлагавшейся [14] концепции метаморфической дифференциации доломитов как первопричины возникновения мономагнезиальных концентраций.

Доскладчатый и дометаморфический возраст магнезитов виден в структурах отдельных месторождений особенно ярко на примере Савинского месторождения в Оютском грабене. А. Ф. Щербаков считает структуру месторождения моноклиальной, а распределение типов руд — зональным, связанным с двумя этапами регионального Mg-метасоматоза. Образование низкосортных руд на флангах месторождения приписано воздействию гранитов PR_1 , а ядра чистых магнезитов связываются с повторным метасоматозом, обусловленным гранитами PR_2 . Сколько-нибудь убедительных аргументов в пользу связи с гранитами не приводится, а карта месторождения, составленная А. Ф. Щербаковым

(рис. 1), объективно позволяет трактовать его «зональность» как складчатую структуру. Действительно, симметричное относительно чистых ядер залегание полосчатых магнезитов с одинаковым количеством силикатных и доломитовых прослоев, наряду со сдвиганием характерного горизонта амфиболитов, гораздо естественнее связывать с изоклинальной складкой, кстати явно замыкающейся у южного конца месторождения, а не с моноклинальной структурой. В напряженных складчатых структурах Савинского и других месторождений Оротского грабена и Малого Хингана обнаруживаются отжатые ядра, фестончатые формы волочения и нагнетания магнезита.

Характерные поперечно-шестоватые текстуры магнезитов многих месторождений можно объяснить последеформационной перекристаллизацией с предпочтительной пространственной ориентировкой перпендикулярно наибольшим напряжениям, совпадающим с направлениями пластического течения. Четкая линейность массивных магнезитовых мраморов на Центральном месторождении Малого Хингана, вероятно, наоборот, прямо отражает скорее паратектоническую кристаллизацию с предпочтительной ориентировкой в направлении пластического течения при отсутствии физических плоскостей, которые могли бы играть роль бластетрикса. Независимо от той или иной интерпретации, направления, предпочтительные ориентировки и складчатые формы магнезитов свидетельствуют о доскладчатой и дометаморфической природе вещества.

Важнейшее значение в оценке природы магнезитов имеет намечающееся их участие в ритмичности самых разных масштабов. Горанская свита докембрия Юго-Западного Памира мощностью более 4000 м до сих пор не расчленялась. При этом считалось, что магнезиты встречаются в ней практически повсеместно. Однако при сопоставлении четырех опорных детальнейших разрезов (Дараи Шеест, Вогз, Казиды, Стаж) практически через всю свиту нами выделены шесть подсвит по признаку сочетаний карбонатных пород с метапсаммитами (кварцитами), метапелитами (биотитовыми гнейсами) и метабазит-вулканогенными породами (амфиболитами и меланократовыми роговообманковыми гнейсами) (рис. 2). Минимальная суммарная мощность карбонатных пластов (без учета тонкого переслаивания) в этих разрезах колеблется от 2,5 до 14,5% (средневзвешенная — 11%), что объясняется в основном пликативным разлинзованием. Эти соотношения свидетельствуют о недостаточной достоверности вытягивания отдельных горизонтов мраморов на геологических картах. Вместе с тем во всех пересечениях внутри подсвит выявились повторяющиеся ритмы нарастания карбонатности и магнезиальности вверх по разрезу. Тридцать четыре выделенных ритма мощностью 12—350 м естественно сгруппировались в четырнадцать надритмов с той же общей направленностью, при этом один из надритмов (II₁) соответствует целой подсвите (см. рис. 2). Магнезиты приурочены к верхним частям только трех надритмов, характеризующихся повышенной ролью базитовых метавулканитов. Эти мощные пачки, к средней из которых приурочено известное Кухилальское месторождение, в отличие от частных мраморных горизонтов прекрасно протягиваются на десятки километров. Расчленение горанской свиты и выявление в ней разнопорядковой ритмичности существенно уточняет представление о зональном распределении мраморов разного состава [6].

Намечающаяся крупная направленная ритмичность видна и на Савинском месторождении, если его складчатую структуру рассматривать как синклиналь. При такой структурной интерпретации месторождения его разрез венчается магнезитами (табл. 1). Доломитовый флиш в основании разреза с нарастанием карбонатности вверх по разрезу перекрывается горизонтом базитовых вулканитов, а затем магнезитами, в которых кверху в целом последовательно уменьшается роль подчиненных прослоев доломита, тальк-хлоритов (вероятно, апобазитов) и магнезитовых мергелей. При этом следует иметь в виду, что расчленение магне-

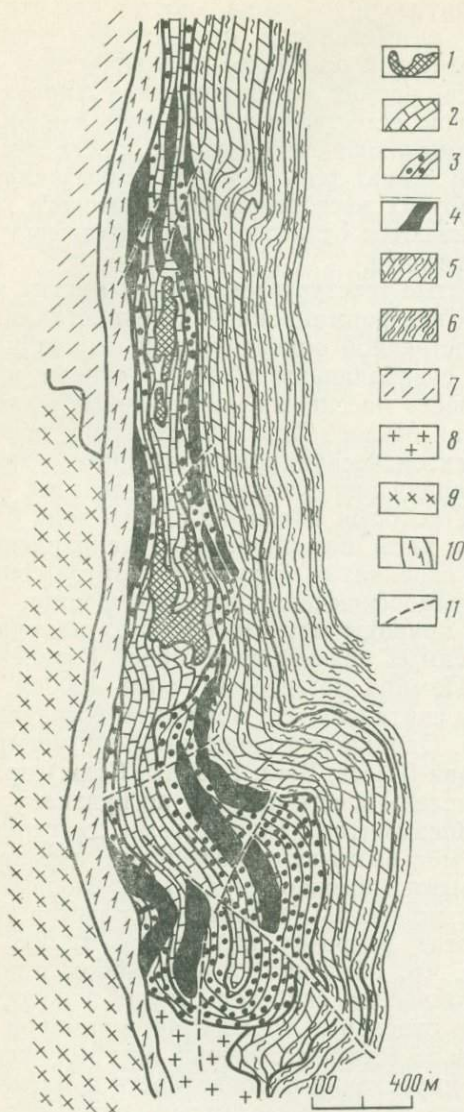


Рис. 1. Схема геологического строения Савинского месторождения магнезита, Восточный Саян (по А. Ф. Щербакову, с изменениями)

1—6 — камчадалская свита (PR₁K): 1—3 — магнезиты: 1 — крупнокристаллические (MgO > 46%), 2 — среднезернистые плитчатые (MgO ~ 45%), 3 — полосчатые (MgO ~ 40%); 4 — амфиболиты, 5 — переслаивание доломитов и хлоритовых сланцев, 6 — переслаивание биотитовых и карбонатных сланцев; 7 — биотит-амфиболовые гнейсы бурхутуйской свиты (PR₁b); 8 — биотитовые граниты и гранодиориты саянского комплекса (γPR₁); 9 — гнейсо-граниты онотского комплекса (γPR₁); 10 — катаклазиты Алагинского разлома; 11 — тектонические нарушения (показаны лишь некоторые)

зитовой пачки произведено на основании статистического изучения А. Ф. Щербаковым более 15 000 анализов систематического опробования.

Ритмичность мурандавской свиты была изучена в контактовых ореолах на бруситовых месторождениях Хингана. В части химизма эти данные можно экстраполировать и на исходные породы, поскольку удалось показать практически изохимический характер метаморфизма [19]. Мурандавская свита подразделяется на нижнюю кремнисто-мергельную и верхнюю карбонатную подсвиты. В самом мощном вскрытом 100-метровом интервале кремнисто-мергельной подсвиты выделяются несколько

Рис. 2. Сводный разрез горанской свиты Юго-Западного Памира. Составили В. И. Киселев и П. П. Смолин

Индексы подсвит: К — карбонатно-, В — вулканогенно-, Г — глинистая, П — песчаная; 1 — биотитовые гнейсы, 2 — рогово-обманковые гнейсы и амфиболиты, 3 — кварциты, 4 — мраморы (и Mg-скарноиды), 5 — хорогская свита; карбонатность: К — Ca > Mg, Д — Ca ~ Mg, М — Ca < Mg. Цифры слева у колонки — мощность отдельных карбонатных пластов, ΣК — их суммарная мощность

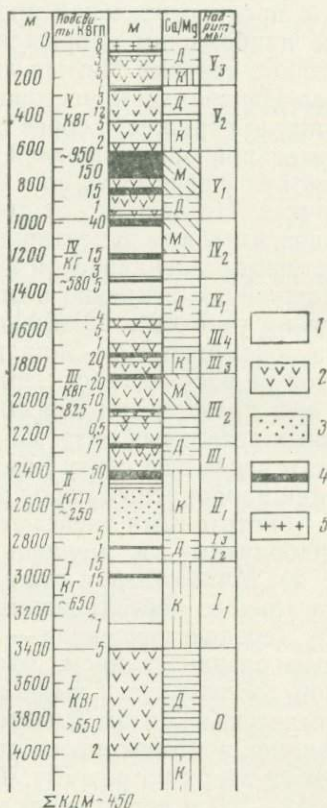


Таблица 1. Стратиграфический разрез Савинского месторождения магнезита, Восточный Саян (сверху вниз)*

Горизонт	Литологическая характеристика горизонта	Мощность, м
1	Магнезиты	300
	Крупнокристаллические, иногда шестоватые (I и II сорта; MgO 43,81—47,59% среднее >46%)	100
	Разнозернистые грубоплитчатые, иногда звездчатые (III и IV сорта; MgO 35,18—47,59%, среднее ≈45%)	100
	Среднезернистые полосчатые с прослоями тальк-хлорита и доломита (некондиционные; MgO 36,12—45,24%, среднее 40,75%)	100
2	Гнейсовидные амфиболиты и тальк-серпентин-хлоритовые сланцы (апобазитвулканиты)	80—400
3	Доломиты с прослоями магнезита, тальк-хлорита и стильпно-мелан-кальцитовой породы в основании	120—170
4	Ритмичное переслаивание биотитовых (иногда с амфиболом или гранатом), хлоритовых и доломитовых сланцев (метамagneзиофлишюиды)	200

* По А.Ф.Щербак-у, с изменениями.

горизонтов (рис. 3). Наиболее интересно распределение компонентов в верхней однородной пачке существенно силикатных пород с одним наибольшим прослоем кальцифиров. Ритмические колебания состава характеризуют эту пачку как скарноидную. Резко с фактором 5,4 колеблется совместно глинозем (до 7%), железо и все второстепенные компоненты (Σ_2). Комплементарно этой группе с близким фактором 7,5 колеблется CaO, тогда как правильные комплементарные соотношения Ca и Mg явно нарушены. Магnezия и кремнезем варьируют наиболее слабо (на 20—30%) и преимущественно взаимно комплементарно. Во всех случаях известковистость ниже 40%, а во флогопит-эденитовых породах опускается ниже 10%.

Вся эта картина наилучшим образом объясняется ритмичным исходным распределением алюмосиликатного вещества, тогда как повышенные содержания Ca фиксируют бывшие относительно карбонатные прослои, а комплементарность Si и Mg свидетельствует об ограниченной подвижности этих компонентов, проявляющейся в межслоевом взаимном обмене. При этом в большинстве случаев соотношение суммы Si и Al к сумме Ca и Mg тяготеет к 1, т. е. к валовому метасиликатному химизму. По этому показателю породы пачки близки к мегабазитам, от которых их, однако, отличает резкая магнезиальность, малая железистость и глиноземистость, а также тонкая послойная примесь органики ($C_{орг}$ до 0,9%). Природа алюмосиликатного материала определяется присутствием Ni, Cr, Co, Mn, Mo, Zn, Sc, Cu, Ti, содержания которых близки к базитовому кларку (средние по 29 пробам) и варьируют совместно с глиноземом. В эту же группу входят эвапоритные Si, B, Li. Таким образом, наблюдается аномальное с точки зрения осадочной дифференциации совмещение максимальных эвапоритности, глиноземистости и базитовости, что можно объяснить золотым привнесом недифференцированного базитового материала, который в спокойных лагунных бассейнах накапливался совместно с магнезиально-карбонатными илами, не разносясь течением и не разубоживаясь иным более дифференцированным веществом. В других разрезах встречены и более зримые прослои базитовой тефры с теневой обломочной структурой. Высокие содержания гипербазитовых элементов при подчиненной роли пеплов свидетельствуют скорее о пикритовой, нежели обычно базальтовой природе пирокластики.

Для переходной части разреза между кремнисто-мергельной и карбонатной подсветами особенно четко установлена асимметричная цик-

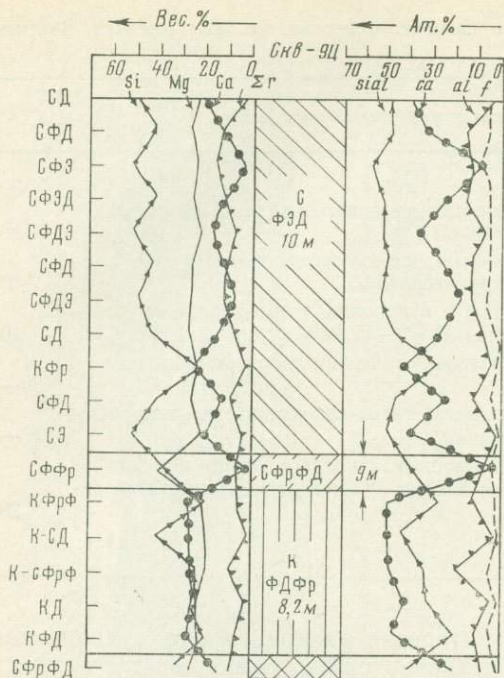


Рис. 3. Вариации химического состава в разрезе кремнисто-мергельной подсвиты (интервал 62—145 м, скв. 9, Центрального месторождения брусита, Малый Хинган). По данным полных силикатных анализов штучных проб

Слева вес. %: Si — SiO₂, Mg — MgO, Ca — CaO, Σr = Al₂O₃ + FeO + Fe₂O₃ + TiO₂ + K₂O + Na₂O + S. Справа отношения компонентов, ат. %: Sial = Si + Al/Si + Al + Mg + Ca, ca = Ca/Ca + Mg, al = Al/Al + Si, f = Fe_{сум}/Fe_{сум} + Mg. Символы минерального состава: С — скарноид, К — кальцифир, Д — диопсид, Ф — флогопит, Фр — форстерит, Э — эденит

личность в распределении Si, Al и Fe (рис. 4) и параллельно варьирующих базитовых малых элементов. Известковость лишь во втором ритме доломитовая, а в остальных горизонтах колеблется от 18 до 25%. В разрезе верхней продуктивной резко магниальной части толщи по частым точечным полным силикатным анализам четко видно асимметричное циклическое распределение глинозема (рис. 5). В данном случае даже в прослоях хлоритов и скарноидов в основаниях ритмов содержание Ni, Co и Cr ниже чувствительности спектрального анализа.

Таким образом, мурандавская свита в целом представляет собой крупную циклическую единицу с общим направлением нарастанием доли карбонатного вещества и магниальности кверху при наличии более мелкой ритмичности такого же типа. Примесь алюмосиликатного вещества в нижней части свиты имеет пеплобазитовую природу, а в верхней — представлена более дифференцированным терригенным веществом. Наиболее любопытны ранее не описывавшиеся магnezитовые мергели, происхождение которых также, вероятно, можно связывать с эоловой транспортировкой силикатного вещества.

В целом выявленная ритмичность с непосредственным участием магnezитов относится к типу бассейновой редуцированной и, что особенно существенно, — прерывистой. Многократно повторяющиеся асимметричные серии — мергелистый (и пепелсодержащий) — окремненный — чисто магnezитовый осадок, в связи с наличием в них стратиграфических «низа» (обогащенного глиноземистым веществом) и «верха» (существенно магnezитового), позволяют интерпретировать син- и антиклинальный характер складок [19].

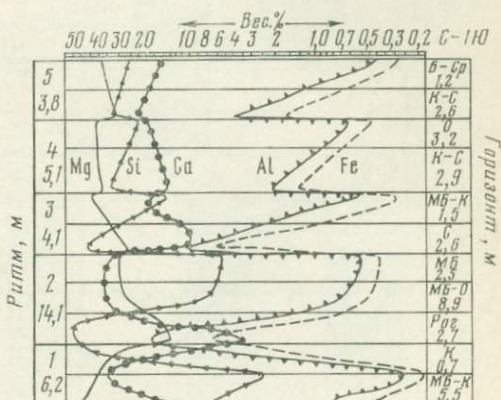
Ассоциация магnezитов с базитовым вулканизмом в трех крупнейших магnezитоносных провинциях СССР позволяет говорить о специфической вулканогенно-лагунной формации, отдаленными аналогами которой могут быть кайнозойские континентально-озерные толщи запада США [4, 33]. Видимо, связь базитов и магnezитов не случайна. Сущность ее можно искать как в палеогеографических соотношениях, так и возможной роли базитов как источника магнезия, который мог поступать в лагуны в повышенных количествах в результате выветривания мощных базальтовых толщ на расположенной поблизости суше. В этом отношении

интересно общее нарастание вверх по разрезу мурандавской свиты магнезиальности и смена пеплов дифференцированным терригенным веществом, что может свидетельствовать о прекращении вулканической деятельности и уже далеко зашедшем выветривании базитовых вулканитов.

В разрезах некоторых других месторождений фиксируются также хлоритовые и тальк-хлоритовые сланцы, позволяющие полагать ассоциацию с базитовыми вулканитами. Иногда, возможно, эти соотношения попросту не выявлены или не отмечены. Намечаются, однако, еще две

Рис. 4. Вариации химического состава в переходном разрезе между кремнисто-мергельной и карбонатной подсвитами мурандавской свиты (скв. 1, Южное месторождение брусита, Малый Хинган). По данным систематического опробования

Символы пород: Б — брусит, К — кальцифир, МБ — бруситовый мрамор, О — офикальцит, Рог — алюмосиликатные роговики, С — магнезиальные скарноиды, Ср — серпентиниты



тесные ассоциации. В разрезах ниже (или выше) магнезитоносных доломитовых горизонтов обычно присутствуют метапелиты, часто графитистые (рис. 6). В доломитах, ассоциирующих с магнезитами, нередко строматолиты, как это, например, имеет место на Енисейском Кряже, Малом Хингане и на Алморских месторождениях в докембрии Индийских Гималаев, а в самих магнезитах практически всех месторождений мира также почти неизменно присутствует органическое вещество. В современных австралийских лагунах с гидромагнезитовыми илами установлена косвенная роль растительности, уменьшающей содержание CO_2 в воде и, таким образом, способствующей осаждению магнезиальных карбонатов. Нечто подобное можно предполагать и для докембрийского лагунного магнезитообразования.

Строматолитовые доломиты могут прямо соответствовать карбонатным лагунным барам [11], которые иногда, видимо, имели классический характер песчаных отмелей, как это предполагалось для маньчжурских месторождений [36]. Последнее предположение можно распространить на Питхорагарские (Гималаи), Риачо-Фундо (Бразилия), Мало-Хинганские, Удерейские (Енисейский Кряж) и Семibrатское (Башкирский антиклинорий) месторождения, во вмещающих толщах которых вблизи магнезитов спорадически присутствуют кварциты (см. рис. 6).

Таким образом, самые общие повторяющиеся черты лагунных магнезитоносных докембрийских отложений можно свести к выделению двух формационных типов: глинисто-карбонатного (метапелит (известняково)-доломит-магнезитового) и вулканогенно-карбонатного (метабазит (известняково)-доломит-магнезитового), для которых в равной мере характерно присутствие органического вещества (а для второго — также заметное окремнение).

В центральной части Юго-Западного Памира в самых верхах горанской свиты выделяется зона повышенной щелочности [6] с месторождениями лазурита, которые, по данным изотопии, являются метапроизводными щелочно-сульфатных эвапоритоидов [8]. Подобные соотношения магнезитов и лазуритов проявляются и в разрезе аналога горанской свиты в афганском докембрии. Таким образом, этот многопорядковоритмичный комплекс в целом представляет собой глинисто-вулканогенно-эвапоритоидную (магнезит-солеродную) надформацию (формацион-

ный ряд) с направленным от основания к вершине общим усилением эвапоритности (серия кальцит — доломит — магнезит — соли). Иная общая ассоциация характерна для магнезитоносных формаций более молодых докембрийских комплексов, в разрезах которых выше магнезитов присутствуют скопления железа и марганца, представленные железистыми (с Mn) кварцитами (свита Соснового Байца (PR₁) Онетского грабена, рудоносная свита (R) Малого Хингана), гематитовыми гравелитами (нижнеангарская свита (R) Енисейского Кряжа) и сидеритами

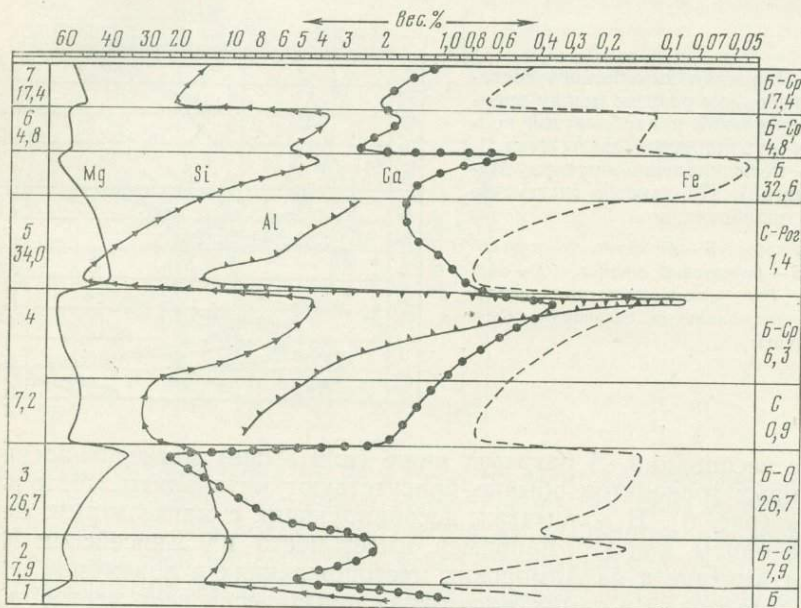


Рис. 5. Вариации химического состава в разрезе кремнисто-карбонатной подсвиты мурндавской свиты (скв. 8, Центральное месторождение брусита, Малый Хинган) по данным систематического опробования (Al-Al₂O₃ по данным полных силикатных анализов 12 частных штуфных проб)

Символы пород см. на рис. 4

(бакальская свита (R) Башкирского антиклинория). Такие комплексы можно назвать эвапорит (магнезит)-вулканогенно-терригенной надформацией, имея в виду их обусловленность последовательным дифференциальным привнесом вещества, выщелачиваемого из кор выветривания базитов с относительно ранней аккумуляцией в лагунных осадках наиболее растворимого Mg, а затем Fe и Mn.

Преобладание закисно-карбонатных форм концентраций Fe на Бакале отражает скорее всего устойчивое сохранение лагунного режима, тогда как соотношения карбонатного и глинистого вещества, хемогенных и обломочных форм Si и Fe в верхней части надформации, очевидно, связаны с вариациями расчлененности питающей области суши, а цикличность седиментации в тектоническом аспекте сродни другим типам прерывистой бассейновой ритмичности.

Таким образом, докембрийские магнезитоносные формации (и надформации) — это мелководные осадки бассейнов окраин слаборасчлененных континентов, в основном продукты переотложения коры выветривания базитов. В пользу этого источника вещества свидетельствует не только ассоциация элементов Mg—Fe—Mn, но и последовательность их концентрации в осадках в порядке выщелачивания из апобазитовых кор выветривания. В докембрии такие соотношения пока фиксируются лишь в осадочных разрезах, тогда как для фанерозоя их можно оценить полнее.

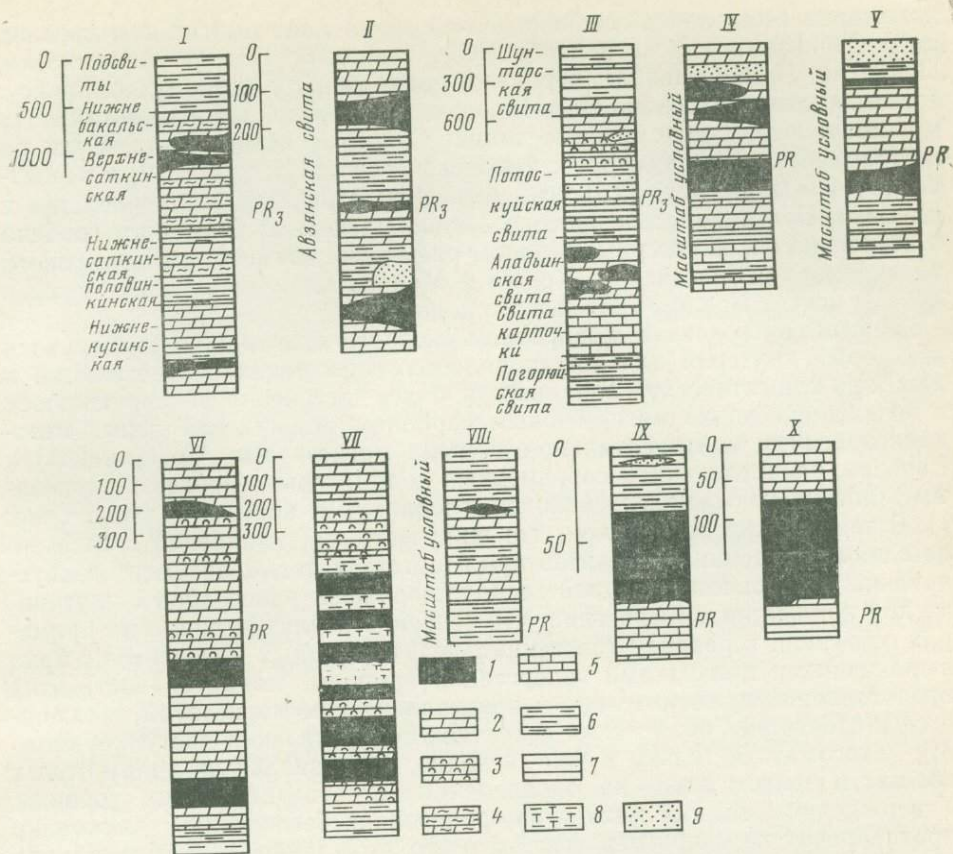


Рис. 6. Литологические разрезы месторождений магнезита докембрийских толщ

1 — магнезит; 2—4 — доломиты: 2 — чистые, 3 — строматолитовые, 4 — мергелистые; 5 — известняки; 6—8 — сланцы: 6 — без детализации состава, 7 — графитизированные серицит-хлоритовые, 8 — тальк-хлоритовые; 9 — кварциты

Месторождения: I—II — Башкирский антиклинорий: I — Саткинское (по М. И. Гараню), II — Семиратское (по Е. И. Старикову); III — Удерейское (по Г. И. Кириченко); IV — Маньчжурские [36]; V — VIII — Гималаи, Индия [37]; V — Питхарогарский район, VI — Деопалахатигаон, VII — Джосхигаон-Чаупата, VIII — Стивенский район, Монтана, США [32]; IX—X — Бразилия [30]: IX — Риачо-Фундо, X — Чедро

В связи с приуроченностью наиболее крупных мировых месторождений магнезита к докембрию высказывалось предположение о его «вымирании» [22]. Однако докембрийская их группа заканчивается рифейскими — нижнекембрийскими месторождениями; позднее известны три периода интенсивного магнезитообразования D—C, J, Pg—Ng [24], грубо синхронные проявлениям массового базальтового магматизма и, что особенно симптоматично, — глобальным эпохам мощного выветривания на континентах [9]. Естественно, что наиболее «зримая» пространственная связь с источником вещества наблюдается у самых молодых палеоген-неогеновых континентально-озерных магнезитов, отлагавшихся в бессточных впадинах, которые в Альпийской зоне непосредственно окружены выходами коры выветривания гипербазитов. Представляются вполне оправданными усилия и по конкретизации более отдаленных связей такого рода у бассейновых магнезитов фанерозоя и докембрия с корами выветривания базитов.

Магнезитоносные формации наиболее характерны для докембрийских структур, тяготеющих к экваториальной зоне. Так, они пока не установлены на Балтийском и Алданском щитах, в Анабарском и Украинском массивах и т. д., очень слабо представлены лишь на юге Канадского щита и на Северо-Американской платформе, но хорошо проявились в

докембрии Бразилии и особенно в докембрии Азии. Магнезиты древних ядер Средиземноморского пояса (Юго-Западный Памир, Афганистан, Пакистан, Индия, Непал), вероятно, приурочены к единому комплексу, естественным продолжением которого можно предположительно считать магнезитоносные доломитовые толщи Сино-Корейского щита. Судя по цифрам абсолютного возраста горанской свиты Памира (>2 , а вероятно, и $>2,6$ млрд. лет) [23], эти магнезиты относятся к древнейшим в Евразии. Более молодые протерозойские магнезиты Оюотского грабена и несколько более северные в целом рифейские магнезиты Башкирского антиклинория, Енисейского Кряжа и Малого Хингана располагаются в южных частях Урало-Монгольского пояса.

В этом грубо поясовом широтном распределении можно усматривать некоторый критерий для общих палеогеографических реконструкций и намеков на климатическую зональность, более достоверно фиксирующуюся в позднейшие эпохи магнезитовым карбоном Альпийской зоны, мезокайнозойскими континентально-озерными магнезитами Америки [38] и Евразии, распределением современных доломитовых (иногда с магнезитом) лагунных осадков и, наконец, глобальным поясом соляных озер.

В заключение подчеркнем, что живучесть представлений о гипогенном происхождении магнезитов при отсутствии новых аргументов обусловлена в основном инерцией господствовавшей ранее общей плутонической концепции минерагении, что особенно наглядно видно на примерах отнесения к разряду гипогенных пелитоморфных магнезитов с ярко выраженными признаками гипергенной природы. Явная слабость этих представлений применительно к кристаллическим магнезитам заключается в отсутствии объяснения селективного проявления постулируемого Mg-метасоматоза только в уже исходно магнезиальных доломитовых толщах и притом лишь на определенных стратиграфических уровнях. Утверждения о выносе магния из гранитоидов беспочвенны, поскольку противоречат неоспоримым фактам о его вхождении в самые ранние продукты магматической кристаллизации. К тому же никаких признаков пространственно-генетических связей с магматическими породами нет ни в одной магнезитоносной провинции, а в таких районах, как, например Малый Хинган, где, на первый взгляд, как будто имеются правильные пространственные соотношения магнезитов и гранитов, обусловленные совместной их приуроченностью к единым складчатым структурам, при более детальном наблюдении на контактах неизменно обнаруживаются лишь признаки термического метаморфизма доинтрузивных и доскладчатых магнезитов [15].

При дальнейших исследованиях кристаллических магнезитов доломитовых толщ вероятно такая же эволюция генетических представлений, как и в отношении доломитов, диагенетические пятнистые формы которых лет 30—40 назад служили незыблемым фундаментом представлений об их универсальной эпигенетической природе. Следовательно, первоочередная задача — выявление критериев и механизмов возникновения син-, диа- и эпигенетических форм магнезитов, обусловленных седиментационной локализацией и последующим перераспределением первичных мономагнезиальных концентраций, и первые интересные шаги в решении этого вопроса уже сделаны [1, 7].

Изложенные в настоящем сообщении критерии страгиформности, литологических ассоциаций и ритмичности магнезитоносных толщ используются в проводимой совместно ИГЕМ и ВНИИГеолнеруд работе по региональному прогнозированию магнезиальных полезных ископаемых [13, 16, 17, 25].

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Сульман А. М. Условия карбонатного осадконакопления и его связь с оруденением в саткинской и бакальской свитах рифея западного склона Южного Урала.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрие. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 181—182.

2. *Бейтс Р. Л.* Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965. 545 с.
3. *Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И.* Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит).— В кн.: Минералогические и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых, 1957. 155 с. (Тр./ИГН АН СССР. Сер. геол.; Вып. 152, № 64).
4. Карбонатные породы: Пер. с англ./Под ред. Дж. Чилингара и др. М.: Мир, 1971. Т. 1. 486 с.
5. *Каржаув Т. К., Рубанова И. В., Усмачов К.* Новый тип магнезитоаккумуляции в отложениях солончаков Кызылкумов.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1971, с. 417—418.
6. *Киселев В. И.* О перспективах Юго-Западного Памира как новой провинции неметаллических полезных ископаемых.— Докл. АН ТаджССР, 1977, т. 20, № 5, с. 45—47.
7. *Лазур О. Т., Ходак Ю. А., Егорцева Н. А.* К генезису докембрийских саткинских магнезитов и бакальских сидеритов западного склона Южного Урала.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 183—184.
8. *Лицарев М. А., Виноградов В. И., Кулешов В. Н.* О соленосности раннедокембрийских отложений ваханской серии (Юго-Западный Памир).— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1425—1428.
9. *Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 342 с.
10. *Рыбаков Ф. Ф.* Магнезиты Саратовского Заволжья.— Разведка и охрана недр, 1955, № 6, с. 7—8.
11. *Седлецкий В. И., Деревягин В. С., Бойко Н. И.* О возникновении эвапоритообразования в истории Земли.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 175—176.
12. *Смолин П. П.* Киргитейское месторождение безжелезистого талька (Красноярский край) и вопросы генезиса новых промышленно-генетических типов тальковых руд.— В кн.: Тальк как минерал и полезное ископаемое. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 55, с. 66—102.
13. *Смолин П. П.* Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 6, с. 493—548.
14. *Смолин П. П.* К вопросу о генезисе саткинских магнезитов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 3, с. 281—282.
15. *Смолин П. П.* Эволюция и минеральные фации глубинности контактно-магнезиальных пород Хингана.— В кн.: Петрология: XXIV сессия МГК. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1972, с. 136—143.
16. *Смолин П. П.* Геолого-генетические особенности и критерии прогноза поисков магнезиальных полезных ископаемых (магнезита, талька, брусита).— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 402—406.
17. *Смолин П. П.* Условия формирования месторождений магнезита, талька, и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология: XXV сессия МГК. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1976, с. 450—457.
18. *Смолин П. П., Зиборова Т. А.* Стехиометрия и конституционные соотношения водных карбонатов магния.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977, с. 217—313.
19. *Смолин П. П.* Петрохимия магматических пород бруситовых месторождений Хингана.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 124—194.
20. *Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортгина Ф.* О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 114—134.
21. *Фролова Е. К.* Магнезит в нижнепермских отложениях Куйбышевского и Саратовского Заволжья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 89—96.
22. *Ходак Ю. А.* Вторичные изменения древних осадочно-метаморфических пород и руд Малого Хингана.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 196—210.
23. *Шанин Л. Л., Лицарев М. А., Аракелянц М. М.* и др. Результаты радиологического датирования флюопитов Юго-Западного Памира.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978, с. 69—81.
24. *Шевелев А. И.* К вопросу образования месторождений магнезита.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 67—79.
25. *Шевелев А. И.* О литологической ассоциации месторождений магнезита в доломитовых комплексах.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 131—136.
26. *Щербаков А. Ф., Полетаев И. А.* Магнезитовые руды Савинского месторождения.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6, с. 85—98.
27. *Янатьева О. К., Рассонская И. С.* Исследование метастабильных равновесий и твердых фаз в системе $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3\text{—H}_2\text{O}$.— Журн. неорг. химии, 1961, т. 6, вып. 6, с. 1424—1430.

28. Alderman A. R. Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, p. 1355—1365.
29. Bain G. W. Types of magnesite deposits and their origin.— *Econ. Geol.*, 1924, v. 19, p. 412—433.
30. Bodenlos A. J. Geology of the Red Mountain magnesite district, Santa Clare and Stanislands counties, California.— *Calif. J. Mines and Geol.* 1950, v. 46, p. 223—278.
31. Bodenlos A. J. Magnesite deposits of Central Ceara, Brazil. «Geological survey Bulletin 962-C». Washington, U. S. Gov. Print. Off., 1950, 170 p.
32. Campbell I., Looftbourow T. S. Geology of the magnesite belt of Stevens county, Washington; — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1946, v. 57, p. 1250—1281.
33. Faust G. T., Callaghan E. Mineralogy and petrology of the Currant Creek magnesite deposits and associated rocks of Nevada.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1948, v. 59, p. 11—74.
34. Langmuir D. Stability of carbonates in system $MgO-CO_2-H_2O$.— *J. Geol.*, 1965, v. 73, p. 730—754.
35. Lippmann F. Sedimentary Carbonate minerals. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1973. 228 p.
36. Nishihara H. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria.— *Econ. Geol.*, v. 51, 1968, p. 698—711.
37. Valdiya K. S. Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun, Himalaya, India.— *Econ. Geol.*, 1968, N 8, p. 924—934.
38. Vitaliano C. J. Needles magnesite deposit, San Bernardino county, California.— *Calif. J. Mines. Geol.*, 1950, v. 46, p. 357—372.
39. Wetzenstein W., Zachmann D. Sedimentäre magnesiumkarbonatische Bildungen in Serwia-Becken Nordgriechenland.— *Radex Rdsch.*, 1977, N 1, p. 29—49.

УДК 551.71/72+553.55+553.31.315 (470.5)

О ГЕНЕЗИСЕ САТКИНСКИХ МАГНЕЗИТОВ И БАКАЛЬСКИХ СИДЕРИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

О. Г. ЛАЗУР, Ю. А. ХОДАК, Н. А. ЕГОРЦЕВА

Вопросами генезиса пластовых залежей сидеритов и магнетитов в разные годы занимались многие исследователи. Было выдвинуто несколько гипотез происхождения сидеритов и магнетитов — гидротермальная, метасоматическая, осадочная, спор между сторонниками которых продолжается и в настоящее время. Рассматриваемые образования заключены в месторождениях, обладающих сочетанием в целом пластовой формы оруденения с крупнокристаллическим обликом руд. Для них характерно наличие резкого выклинивания рудных залежей и метасоматических зон замещения вмещающих доломитов сидеритами и магнетитами. Отмечается также приуроченность рудных залежей к зонам разрывных нарушений, нередко залеченных дайками основного состава. Такое сочетание противоречивых признаков и вызвало появление ряда гипотез формирования залежей сидеритов и магнетитов, нередко исключаящих друг друга. В этой связи небезынтересным представляется дополнительно проанализировать положение рудных залежей в разрезе рудовмещающих отложений и путем снятия наложенных процессов эпигенеза и метаморфизма реставрировать первичную картину Mg-Fe- и Mg-карбонатонакопления.

С этой целью был составлен литолого-стратиграфический разрез рудовмещающих саткинской и бакальской свит бурзянской серии, уточнено положение залежей сидеритов и магнетитов в разрезе и на фациальном профиле бассейнов осадконакопления, проанализированы седиментационные макро- и микроскопические структуры и текстуры руд и рудовмещающих отложений.

Наиболее древними породами региона являются мигматиты, амфиболиты, гнейсы и кварциты тараташского комплекса архея и перекрывающие их кристаллические сланцы, слюдястые кварциты, иногда графитовые, плитчатые оспенные сланцы с пластами и пачками мрамора, а также различные эффузивы златоустовской толщи. Вся эта толща метаморфизована до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Выше по

разрезу отмечаются порфириды, порфиритоиды и слюдистые кварциты кувашской свиты, примыкающей к златоустовской толще с запада. Этими комплексами с сопутствующими только им интрузивами завершается верхнепротерозойский геосинклинальный этап развития региона.

Магнетиты и сидериты западного склона Южного Урала приурочены к бурзянской серии раннего рифея, являющейся нижним членом мощных толщ байкальско-готских краевых прогибов Русской платформы на стыке с древними структурами Урала. Отложения рифея вскрываются на западном склоне древнего ядра Урала.

Нижняя часть бурзянской серии представлена эффузивно-обломочной айской свитой; она сложена аркозовыми песчаниками, хлорит-серицитовыми сланцами, туфопесчаниками, туфами и туфосланцами мощностью около 1500 м.

Выше залегают доломитовые и доломит-кремнисто-сланцевые породы саткинской свиты с пластами магнетитов в нижней и особенно в верхней ее частях (рис. 1, а). Известняки развиты ограниченно и тяготеют к северо-западу. Характерно почти полное отсутствие в свите песчано-алевролитовых пород. Превалирующей карбонатной составляющей пород саткинской свиты является доломит. Основная масса доломитов и доломитовых мергелистых сланцев находится почти на пределе (или близ него) насыщения карбонатным магнием — около 20% MgO. Это отмечалось нами в начале 50-х годов для нижнекембрийских доломитов и доломитовых мергелей Алданского щита [10], верхнего рифея Малого Хингана [11]. Л. В. Анфимов, А. М. Сульман, В. Г. Петришева [1], по данным проведенных ими фазовых термических карбонатных анализов, также отмечают повсеместное пересыщение — избыток MgCO₃ в породах саткинской свиты.

Ряд анализов доломитов и слан-

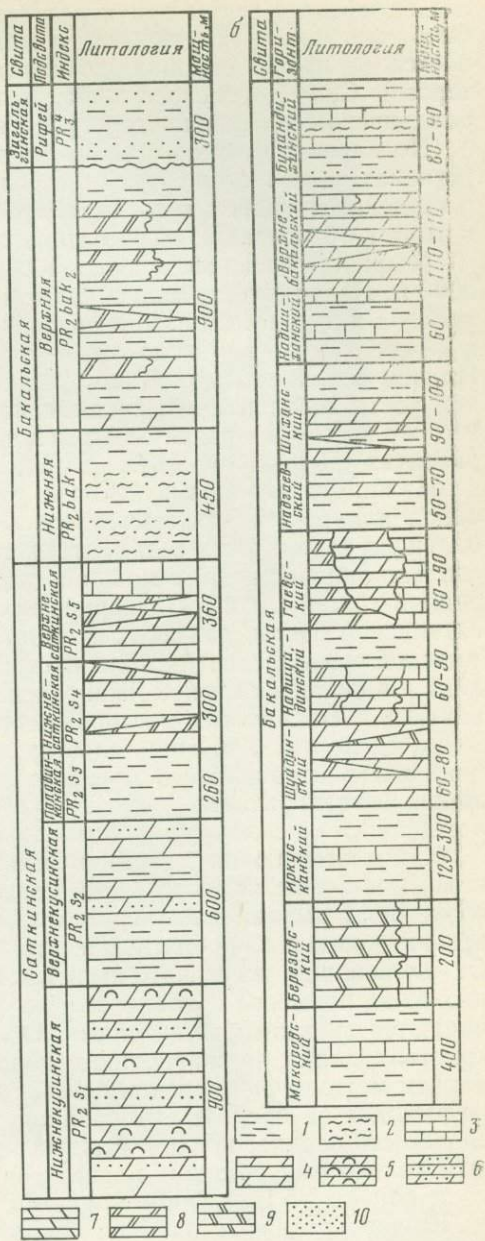


Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез саткинской и бакальской свит бурзянской серии западного склона Южного Урала

а — стратиграфический разрез саткинской и бакальской свит; б — схема строения рудовмещающей толщи бакальской свиты на месторождении Бакал

1 — кварц-серицит-глинистые и углисто-глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — известняки, водорослевые известняки; 4 — доломиты; 5 — кремнистые доломиты; 6 — песчаные доломиты; 7 — мергели; 8 — магнетиты; 9 — сидериты; 10 — песчаники, кварцитовидные песчаники

цев саткинской свиты при пересчете на карбонаты дают некоторый избыток магния, приходящийся на магнезит. Аналогичная картина отмечается и в других районах развития магнезитов — в верхах нижнего протерозоя Сино-Корейского щита, в ятулии (нижнем рифее) Карелии, в аладинской свите нижнего рифея Енисейского Кряжа и т. д.

По нашему мнению, наличие седиментационных магнезитов в этих регионах не является случайным. Скорее всего, наоборот, некоторое пересыщение надонных вод гидрокарбонатами магния, вероятно, приводит в итоге к образованию магнезитовых тел.

Мощность саткинской свиты Южного Урала составляет около 2500—3000 м. Подавляющая масса магнезитовых пластов и крупных линз приурочена к верхнесаткинской подсвите мощностью около 700 м, а именно к ее среднему — карагайскому — горизонту мощностью до 300—500 м. Причем магнезитовые залежи располагаются преимущественно в нижней части горизонта — в среднем подгоризонте мощностью 100—140 м, в то же время они развиты и в нижнем (160—190 м), и в верхнем подгоризонтах (150—280 м) [8].

Налицо отчетливая и довольно узкая стратиграфическая и формационная приуроченность магнезитов. Уже это, само по себе, определяет большую вероятность седиментационной природы магнезитов среди несколько однообразной и мощной, одинаково трещиноватой и дислоцированной толщи Сатки. Подчеркнем, что в стратиграфических аналогах саткинской свиты, развитых в прилегающих с юга районах — в кызылташской свите Белорецко-Златоустовской синклинали (район пос. Миндяк) и в суранской свите Ямантайской антиклинали (юго-западнее Саткинских и Бакальских месторождений), в доломитах отмечаются скопления магнезита. Это свидетельствует о значительной (на сотни километров) распространенности по простиранию магнезит-доломитовых отложений в эвапоритовых заливах бурзянского морского бассейна, располагавшихся на склоне приподнятого древнего Урала.

Как и вмещающие доломиты, магнезитовые тела нередко микрослоистые, мелкокристаллические. В магнезитах часто наблюдается тонкая слоистость, выраженная чередованием более или менее обогащенных органическим и глинистым веществом прослоек толщиной 0,5—1 мм. От вмещающих желтовато-серых доломитов, местами до смоляно-черных из-за примесей органического и глинистого вещества магнезиты отличаются светло-серыми тонами. Обладая гораздо большей степенью кристаллизации по сравнению с доломитами, магнезит при эпигенезе и раннем метаморфизме осветляется. Как правило, эта раскристаллизация не выходит за пределы прослоек и лишь подчеркивает первичную слоистость осадка, причем каждый прослой характеризуется свойственным только ему обликом магнезитовых кристаллов — размером (обычно не более 4—5 мм), формой, цветом и пр. (рис. 2).

Широко развитые явления гидротермально-метасоматической переработки с некоторым перемещением существенной части залежей магнезита, в том числе и по контактам первично-осадочных магнезитовых тел с вмещающими доломитами, особенно значительны близ прорывающих саткинскую свиту диабазовых даек и являются наложенными.

В дайках диабазовых порфиритов, прорывающих рудную толщу на Саткинском месторождении магнезитов (карьер Карагайский), обнаружены ксенолиты магнезитов [7]. Аналогичный характер взаимоотношения даек диабазов с сидеритовыми залежами отмечается и на Бакальском месторождении сидеритов. В породах фиксируются и непосредственно постдиагенетическое перераспределение и перемешивание карбонатного материала со следами разламывания (полузатвердевшего осадка с «червячковыми» текстурами и трещинами усыхания; последние подчеркивают лагунно-эвапоритовую среду осаждения. Все эти процессы чаще проявлены в доломитах и реже в магнезитах.

Приведенные данные свидетельствуют о седиментационной природе

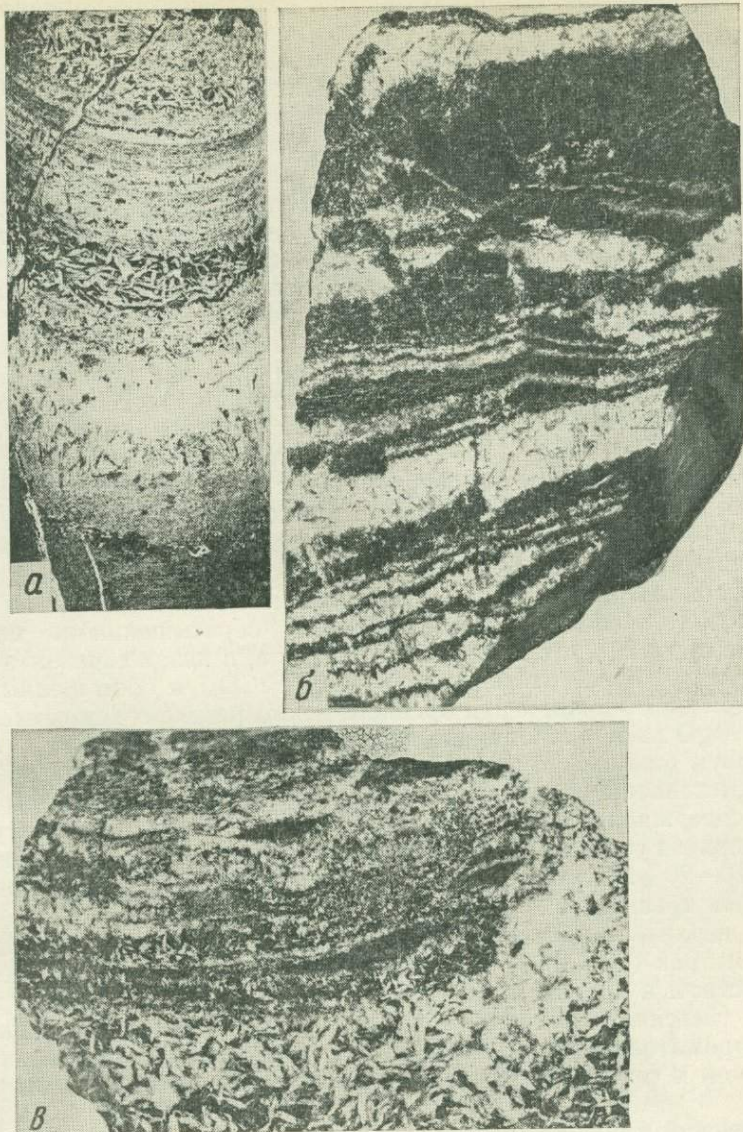


Рис. 2. Фотографии шtuфов магнетитов, сидеритов и рудовмещающих пород

a — тонкая слоистость в магнетите. Чередование в разной степени раскристаллизованных и обогащенных органическими и глинистым веществами прослоев. Месторождение Сатка, карагайский горизонт; штуф, натур. вел.; *б* — тонкая слоистость в сидерите. Чередование прослоев микрозернистого сидерита с включениями органического и глинистого вещества (темное) и крупнокристаллического сидерита (белое), карьер Новобакальский, месторождение Бакал; штуф, натур. вел.; *в* — метасоматическое замещение тонкослоистого магнетита, крупнокристаллическим массивным; карьер Карагайский, месторождение Сатка; штуф, натур. вел.

основной массы доломитового, магнетит-доломитового и магнетитового материала пород саткинской свиты, характеризующихся разнообразием фациальных условий осаждения и соосаждения доломита и магнетита в полуотшнурованной несколько осолонявшейся морской лагуне до выпадения в осадок флюорита [5] и гипса.

Перекрывающая саткинскую свиту бакальская свита, относящаяся также к бурзянской серии, отличается от нее чередованием карбонат-песчано-сланцевых и известково-доломитовых, сидерит-доломитовых пачек (см. рис. 1, б). Это свидетельствует о существенных амплитудах колебательных движений обрамляющих площадей, определявших снос

в полуотшнурованный, как и саткинский, несколько более опресненный залив моря большого количества терригенного, в том числе обломочного, материала, накапливавшегося лишь в трансгрессивных песчано-сланцевых пачках — горизонтах. Магнезиально-сидеритовое накопление завершает специфический рудный процесс бурзянской серии, протекавший в условиях жаркого и умеренно влажного климата [9].

Железородная бакальская свита составляет по мощности около 1500 м. На месторождении выделяется 11 горизонтов, представленных чередованием междурудных карбонат-песчано-сланцевых и рудных сидерит-доломитовых пачек мощностью в сотни и десятки метров. Нижний — макаровский горизонт — характеризуется флишоидным переслаиванием кварц-хлорит-серицитовых, кварцитовых, мергелистых сланцев, в направлении к юго-востоку обогащенных значительным количеством обломочного кварца; мощность горизонта 650 м [4]. Выше залегает березовский доломит-сидеритовый горизонт, переходящий к северо-западу в безрудный доломит-известняковый, мощность его от 0 до 250 м.

Третий — иркусканский горизонт — сложен кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, филлитовыми песчаниками с пластами строматолитовых доломитов, а северо-западнее — доломитовых известняков; мощность горизонта 120—350 м. Вверх по разрезу с размывом на иркусканском горизонте залегает один из основных горизонтов сидеритов — шундинский [6] с многочисленными четкими седиментационными структурами и текстурами. Он сложен доломитами, нередко пересыщенными магнием (MgO иногда до 29%), с пластами магнезитов, в низах горизонта обычно железистых (Fe-мезититовых до 7—8% FeCO₃) и обогащенных магнием сидеритовых пород и руд брейнеритового ряда с содержанием FeO до 36% и MgO до 17%. Мощность горизонта 100—200 м.

Доломиты бакальской свиты, а особенно шуйдинского горизонта, местами представлены разностями анкеритового ряда. По некоторым данным [1] содержание в них анкерита достигает 1—6%. Н. К. Бургеля [3] установлено содержание FeCO₃ в доломитах до 10%, в анкеритовых породах 10—20%. Отметим, что содержание MgCO₃ в сидеритовых рудах местами превышает 35%.

Более верхний — надшуйдинский горизонт мощностью в несколько десятков метров (20—30 м) состоит из кварц-хлорит-серицитовых сланцев с пластами и прослоями анкерит-известняково-доломитовых пород. Шестой — гаевский — рудный горизонт характеризуется широким развитием строматолитовых анкеритовых, пистомезит-сидероплезитовых руд и пород, к северо-западу сменяющихся более известковыми разностями.

Надгаевский горизонт представлен кварц-хлорит-серицитовыми сланцами мощностью до 70 м, вверх по разрезу сменяемыми известняково-доломитовыми и сидерит-пистомезитовыми породами шиханского горизонта мощностью 80—100 м. К северо-западу они замещаются доломитовыми известняками.

В надшиханском горизонте наблюдаются кварц-хлорит-серицитовые сланцы с пластами и прослоями доломито-известняковых пород; мощность горизонта 50 м. Вышележащий бакальский рудный горизонт представлен известково-доломитовыми породами анкеритового, сидеритового ряда и мезитит-сидеритовыми породами и рудами мощностью около 85 м.

Бакальская свита завершается чередованием кварц-хлорит-серицитовых сланцев, кварцитовых песчаников с прослоями и пластами строматолитовых, местами доломитовых известняков буландихинского горизонта мощностью около 60 м.

Таким образом, на Бакальском месторождении достаточно четко намечается сменяемость с северо-запада к юго-востоку известняковых и доломит-известняковых пород сугубо доломитовыми и даже иногда магнезит-доломитовыми и магнезитовыми породами Mg-Fe-брейнеритового ряда с сидеритовыми напластованными телами, местами в виде мощных

протяженных по слоистости линз. Эти сидериты представлены в основном пистомезит-сидероплезитовыми разностями Fe-Mg-карбонатов.

Залежи железа Бакальского месторождения можно рассматривать либо как переотложенные продукты железных шляп древних кор выветривания пород обрамляющей суши, с которой в осолоненный залив поступал обломочный материал преимущественно с юго-востока, либо как продукты осаждения железа, выносимого при высачивании грунтовыми, иловыми и прочими водами.

Отметим приуроченность крупных и мощных (до десятков метров) строматолитовых построек к сидеритовым телам, особенно в строматолитовом горизонте Ю. А. Давыденко [4], ныне гаевском горизонте, обычно трактуемых как метасоматические рудные столбы во вмещающих породах — доломитах.

На основании фактического материала мы приходим к выводу о единой генетической взаимосвязанности процессов формирования рассматриваемых магнезит-доломитовых и магнезит-сидерит-доломитовых толщ саткинской и бакальской свит, седиментационная природа которых подтверждается также и изотопными исследованиями Ю. А. Борщевского и других [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анфимов Л. В., Сульман А. М., Петрищева Б. Г.* Особенности минералогического состава карбонатных отложений рифея Башкирского антиклинория.— В кн.: Ежегодник ИГИГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 14—15.
2. *Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Лазур О. Г.* и др. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Бакальского и Саткинского месторождений.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 98—100.
3. *Бургеля Н. К.* Минералого-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения: Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 21 с.
4. *Давыденко Ю. А.* Стратиграфия бакальской свиты на рудном поле Бакала (Урал).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 8, с. 59—71.
5. *Казаков А. В., Соколова Б. И.* Условия образования флюорита в осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 22—64. (Тр./ИГН АН СССР; Вып. 114).
6. *Малахов А. Е.* Новые данные по геологии бакальской группы месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11, с. 77—90.
7. *Малахов А. Е.* О ксенолитах первичного магнезита в диабазах саткинских месторождений.— В кн.: Минералы изверженных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967, с. 96—87.
8. *Сидоренков А. И.* Новые данные по литостратиграфии верхней части разреза саткинской свиты (район Саткинских месторождений магнезита).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1964, с. 14—24. (Тр./Свердл. горн. ин-та; Вып. 45).
9. *Созинев Н. А.* Позднедокембрийская эпоха накопления осадочных сидеритов.— В кн.: Металлогения докембрия. Л.: ВСЕГЕИ, 1975, с. 42—43.
10. *Ходак Ю. А.* Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
11. *Ходак Ю. А., Чеботарева М. В.* К генезису синийских магнезитовых пород Малого Хингана.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1, с. 184—187.

УДК 546.027 : 552.61 (470.5)

ИЗОТОПНОЕ ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) ИССЛЕДОВАНИЕ СИДЕРИТОВ БАКАЛЬСКОГО И МАГНЕЗИТОВ САТКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ю. А. БОРЩЕВСКИЙ, С. Л. БОРИСОВ, О. Г. ЛАЗУР,
Н. И. МЕДВЕДОВСКАЯ, Н. К. ПОПОВА, Ю. А. ХОДАК

Вопрос о генезисе сидеритов и магнезитов Бакальского и Саткинского месторождений Южного Урала, несмотря на длительное их изучение, до сих пор остается дискуссионным. В связи с этим изучение изотопного состава углерода и кислорода этих карбонатов представляет несо-

мненный интерес, поскольку изотопные данные позволяют более определенно судить об их генезисе.

Настоящее сообщение посвящено рассмотрению результатов первого этапа комплексного изотопно-углеродного и изотопно-кислородного изучения сидеритов, магнезитов и доломитов из терригенно-осадочных отложений бурзянской серии нижнерифейского возраста Бакальского и Саткинского месторождений.

К настоящему времени имеются пока еще немногочисленные данные изотопного изучения сидеритов Бакальского рудного поля — Бакальское и Ахтенское месторождения [8, 20, 21], тогда как магнезиты Саткинского месторождения на изотопном уровне до сих пор совсем не изучались.

Изотопные данные получены нами с использованием нового метода разложения карбонатов и количественного выделения CO_2 в расплавах хлорида свинца [1] и прецизионной регистрации изотопных отношений на масс-спектрометре МАТ-230. Воспроизводимость параллельных измерений составляет $\pm 0,1-0,2\text{‰}$ для углерода и кислорода; результаты изотопных анализов даны в величинах δ (‰) относительно международных стандартов SMOW и PDB.

Прежде чем перейти к обсуждению полученных результатов, необходимо кратко рассмотреть основные закономерности поведения изотопов углерода и кислорода при различных процессах карбонатообразования [30, 31].

Как известно, изотопный состав углерода осадочных карбонатов определяется главным образом типом бассейнов, а также их биохимической обстановкой, которая характеризуется различными окислительно-восстановительными условиями, газовым режимом, биологической продуктивностью, температурой воды и глубиной бассейна, степенью солёности (например, повышение содержания магния в морской воде приводит к заметному обогащению осадочных карбонатов тяжелым изотопом углерода ^{13}C , величиной рН (повышение щёлочности морской воды приводит к увеличению коэффициента разделения изотопов углерода) и т. д. Другими словами, изотопный состав углерода осадочных карбонатов является чрезвычайно чувствительным к любым изменениям условий карбонатонакопления.

Важно отметить, что в общем случае вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов в значительной мере симбатны, т. е. облегчение изотопного состава углерода, как правило, сопровождается и облегчением изотопного состава кислорода, и наоборот. Так, например, нормальные морские известняки характеризуются более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с пресноводными известняками. М. Кейт и Дж. Вебер [31] предложили следующее уравнение, позволяющее различать морские и пресноводные известняки:

$$Z = A(\delta^{13}\text{C} + 50) + B(\delta^{18}\text{O} + 50),$$

где $A=2,048$, $B=0,498$.

Если величина Z больше 120, то известняки следует считать морскими, а если меньше, то — пресноводными. Авторы этого уравнения отметили, что оно применимо в большей мере для карбонатов юрского и более молодого возраста, поскольку постседиментационные процессы, включая метаморфизм, могут искажать первичный изотопный состав кислорода и углерода. Однако следует заметить, что региональный метаморфизм практически не влияет на изменение величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ несколько уменьшаются, что связано с влиянием изотопно-легких поверхностных вод, принимавших участие в региональном метаморфизме [16].

Результаты изотопных анализов кислорода и углерода изученных нами карбонатов представлены в табл. 1 и на рисунке в координатах $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$; кроме того, в табл. 2 в обобщенном виде даны диапазоны

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Бакальского и Саткинского месторождений

Индекс образца	Минерал	Место взятия образца	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
Бакальская свита				
245	Доломит	Верхнебакальский горизонт (карьер)	+2,6	+21,4
201	То же	Надшиханский горизонт (скважина)	-4,4	+22,5
197А	»	Шиханский горизонт (скважина)	-0,9	+21,3
197Б	Сидерит	То же	-2,4	+20,5
198	Fe-доломит	»	-2,3	+21,9
209	Сидерит	Шуйдинский горизонт (скважина)	-2,2	+22,0
210	Доломит	То же	+0,5	+22,9
228	Сидерит	Березовский горизонт (карьер)	-3,8	+21,4
217	Магнетит	То же	+0,5	+17,0
Саткинская свита				
146	Магнетит	Верхнесаткинская подсвита (карьер)	+1,2	+13,6
138	То же	То же	+4,2	+15,0
141	»	»	+1,7	+14,6
144	»	»	+2,0	+22,7
145	Доломит	»	+1,9	+21,4
152	Магнетит	Верхнекусинская подсвита (обнажения)	+0,8	+18,9

Таблица 2. Диапазоны вариаций и средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ осадочных и диагенетических карбонатов

Минерал	Месторождение	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)		$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)		Литературный источник
		диапазон	среднее	диапазон	среднее	
Сидерит	Бакальское, Саткинское	-2,2 ÷ -3,8	-2,8	+20,5 ÷ +22,0	+21,3	Наши данные
Доломит	То же	-4,4 ÷ +2,6	-0,4	+21,3 ÷ +22,9	+21,9	»
Магнетит	»	+0,5 ÷ +4,2	+1,7	+13,6 ÷ +22,7	+17,0	»
Сидерит	Бакальское	-6,2 ÷ +0,4	-3,8	+19,2 ÷ +21,4	+20,6	[21]
Сидерит	Ахтенское	-6,6	-	+19,7	-	[20]
Сидерит	Западная Канада, конкреции из пресноводных отложений мелового возраста	-1,1 ÷ +12,8	+6,3	+22,8 ÷ +23,6	+23,2	[25]
Сидерит	Северо-запад ФРГ, конкреции из морских отложений нижнемелового возраста	-3,3 ÷ -17,0	-11,9	+22,2 ÷ +30,9	+27,7	[28]
Сидерит	Новая Зеландия, конкреции из морских отложений третичного возраста	-19,7 ÷ -33,3	-26,5	+23,1 ÷ +31,8	+27,5	[27]
Родохрозит	Новая Зеландия, сферолиты из морских отложений мелового возраста	-6,9 ÷ -17,7	-14,0	+25,3 ÷ +30,6	+27,6	[27]
Родохрозит	Калифорния (США), конкреции из морских отложений францисканской серии юрского возраста	-39,4 ÷ -54,0	-47,7	+18,8 ÷ +24,4	+20,9	[27]

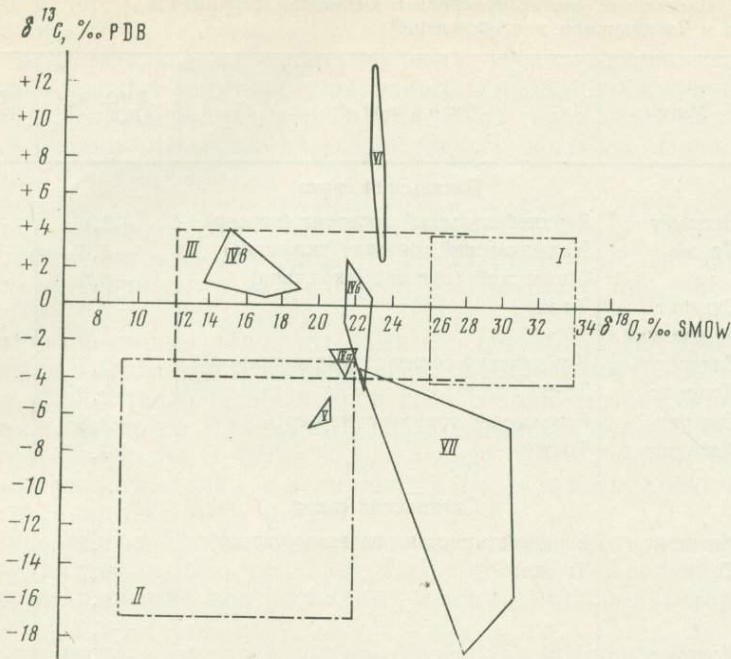


Рис. 1. Поля вариаций изотопного состава углерода и кислорода осадочных карбонатов I — нормальные морские; II — пресноводные; III — метаморфизованные (докембрийские); IV — карбонаты Бакальского и Саткинского месторождений: а — сидериты, б — доломиты, в — магнезиты; V — сидериты Бакальского и Ахтенского месторождений; VI — сидеритовые конкреции из пресноводных отложений Западной Канады; VII — сидеритовые конкреции из морских отложений Северо-Запада ФРГ
I—III — мировые данные; IV а, б, в — данные авторов; V — [20, 21]; VI — [25]; VII — [28]

вариаций и средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ изученных карбонатов Бакала и Сатки, а также диагенетических морских и пресноводных сидеритов и родохрозитов, полученных другими авторами.

На рис. 1 приведены также изотопные данные для диагенетических сидеритовых конкреций из пресноводных верхнемеловых отложений Западной Канады [25], причем на графике нанесены данные (поле VI) только для хорошо сохранившихся сидеритов, так как частично окисленные образцы показали заметное уменьшение величины $\delta^{18}\text{O}$ примерно на 5—7‰, в связи с тем, что процесс окисления сопровождался изотопным обменом этих сидеритов с изотопно-легкими грунтовыми водами. Поскольку в работе П. Фрица и других изотопный состав кислорода сидеритов приведен в значениях $\delta^{18}\text{O}$ относительно PDB, то мы произвели соответствующий пересчет изотопно-кислородных данных, используя наиболее корректное уравнение $\delta^{18}\text{O SMOW} = 1,03086 \cdot \delta^{18}\text{O PDB} + 30,86$ [24].

Сидеритовые конкреции из морских глинистых отложений нижнемелового возраста (район Ганновера, ФРГ), изученные И. Хефсом [29], занимают на рис. 1 поле VII.

К сожалению, на рис. 1 не удалось показать весьма интересные результаты изотопного изучения морских диагенетических сидеритов и родохрозитов, полученные В. Ходгсоном [27], поскольку эти изотопные данные выходят далеко за пределы любого приемлемого для статьи масштаба по оси $-\delta^{13}\text{C}$. Для двух образцов сидерита из третичных глинистых отложений Новой Зеландии В. Ходгсоном установлены очень низкие значения $\delta^{13}\text{C} = -19,7$ и $-33,3$ ‰, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ равны соответственно $+23,1$ и $+31,8$ ‰, а для трех образцов из линзообразных тел родохрозита, имеющих сферолитовую текстуру диагенетической природы и ассоциирующих с кремнистыми сланцами из юрских граувак

францисканской серии (Калифорния), установлены еще более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$: $-39,4$, $-49,7$, $-54,0^{\circ}/_{\text{00}}$, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ соответственно равны $+18,7$, $+24,4$, $+19,3^{\circ}/_{\text{00}}$.

Следует отметить, что изотопный состав углерода конкреций диагенетических карбонатов отражает характерные черты биогеохимической обстановки в локальных участках осадочных пород на ранней стадии диагенеза. Карбонатные конкреции с «тяжелым» углеродом ($\delta^{13}\text{C} = +6,7 \div +12,8^{\circ}/_{\text{00}}$) образовались при участии углекислоты, которая находилась в изотопно-углеродном равновесии с метаном, возникшим при разложении биогенного органического вещества на стадии диагенеза, тогда как карбонатные конкреции с «легким» углеродом ($\delta^{13}\text{C} = -6,3 \div -54,0^{\circ}/_{\text{00}}$) при своем образовании фиксировали углекислоту, возникшую при микробиальном окислении органического вещества и метана биохимической природы на диагенетической стадии.

В настоящее время хорошо известно, что подобные изотопно-тяжелые (до $+22^{\circ}/_{\text{00}}$) и изотопно-легкие (до $-64^{\circ}/_{\text{00}}$) (по углероду) диагенетические карбонаты достаточно широко распространены как в возрастном, так и в региональном отношении [2, 3, 23, 26, 33].

Таким образом, значительные диагенетические преобразования первично-осадочных морских карбонатов, так же как и диагенетические карбонатные новообразования (конкреции, сферолиты и др.) характеризуются существенными изотопно-углеродными сдвигами за пределы диапазона $-4 \div +4^{\circ}/_{\text{00}}$, свойственного нормальным морским карбонатам, осаждавшимся в квазиравновесной природной системе атмосфера — океан — карбонаты ($\text{CO}_2\text{—HCO}_3^- \text{—CO}_3^-$).

Характерной особенностью изотопного состава докембрийских карбонатных отложений южноуральских месторождений является то, что значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в пределах, свойственных нормальным осадочным морским карбонатам, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ типичны для докембрийских метаморфических карбонатов. Здесь необходимо подчеркнуть, что более 80% всех изученных к настоящему времени первично-осадочных морских метаморфизованных карбонатов из всех докембрийских щитов мира (см. рис. 1, поле III) характеризуются диапазонами значений $\delta^{13}\text{C} = -4,0 \div +4,0^{\circ}/_{\text{00}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = 0,0^{\circ}/_{\text{00}}$) и $\delta^{18}\text{O} = +12 \div 28^{\circ}/_{\text{00}}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = +20,0^{\circ}/_{\text{00}}$). Это означает, что для докембрийских метаморфических карбонатов отчетливо проявляется «возрастной» эффект, обусловленный тем, что карбонаты, как и другие осадочные (хемогенные и кластогенные) породы стратисферы, подвергаются изотопно-кислородному обмену с изотопно-легкими водами подземной гидросферы в температурном поле земной коры [16]. Поэтому на рассматриваемом графике поле нормальных морских карбонатов в случае осадочно-метаморфических карбонатов докембрия сдвигается в «легкую» сторону по «кислородной» оси. Иначе говоря, наблюдается ярко выраженный изотопно-кислородный сдвиг в сторону меньших значений $\delta^{18}\text{O}$.

Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ изученных сидеритов ($-2,8$), доломитов ($-0,4$) и магнезитов ($+1,7$) соответствуют изотопно-углеродным закономерностям нормального осадочного карбонатообразования, а именно, согласно изотопной термодинамике, тяжелый изотоп любого элемента преимущественно входит в то химическое соединение, где его связь прочнее; связи же в катионном ряду Fe—Ca—Mg с карбонат-ионом будут более прочными в направлении сидерит — доломит — магнезит, поэтому магнезит в большей мере, чем доломит и сидерит, будет концентрировать тяжелый изотоп углерода. И действительно, магнезиты верхнесаткинской подсистемы характеризуются максимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($+4,2^{\circ}/_{\text{00}}$).

Сидеритам и доломитам свойственны практически одинаковые диапазоны значений $\delta^{18}\text{O}$, соответствующие осадочным морским карбонатам, претерпевшим лишь изотопно-кислородный обмен в процессе эпигенеза, а возможно, и слабого метаморфизма с участием поверхностных

вод. Что же касается заметно более легких значений $\delta^{18}\text{O}$ магнезитов ($+13,6 \div +18,9\text{‰}$, только один образец магнезита имеет $\delta^{18}\text{O} = +22,7\text{‰}$), то они обусловлены скорее всего значительным изотопно-кислородным обменом, благодаря существенной эпигенетической перекристаллизации, которая в большей мере свойственна магнезитам, чем доломитам.

В связи с тем, что ионы магния в морской воде сильно гидратированы, карбонат магния осаждается исключительно в виде гидромагнезита [32]. Поэтому постседиментационные преобразования первично-осадочных гидромагнезитов, вероятно, заключались в их дегидратации и одновременной эпигенетической перекристаллизации.

Таким образом, изотопно-углеродные и изотопно-кислородные данные, полученные для карбонатов Бакальского и Саткинского месторождений, позволяют считать, что сидериты и магнезиты, как и доломиты, отлагались в достаточно мелководном бассейне со сравнительно высокой и варьирующей во времени степенью осолонения. Несколько меняющаяся литолого-фациальная и гидро-фациальная обстановка осадконакопления, свойственная различным свитам и горизонтам Бакала и Сатки, четко фиксируется в изотопном составе углерода карбонатов: так, например, небольшие пропластки доломитов из надшиханского горизонта (верхнебакальская подсвита), представленные углисто-глинистыми сланцами, характеризуются низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-4,4\text{‰}$), свидетельствующими о заметной биологической активности и восстановительных условиях в седиментационном бассейне, тогда как достаточно мощные пластовые доломиты вышележащего верхнебакальского горизонта характеризуются более тяжелым изотопным составом углерода ($+2,6\text{‰}$), что в свою очередь указывает на высокую степень осолонения и аэрации в более мелководном бассейне.

Весьма показательно, что карбонаты Бакала и Сатки, являющиеся докембрийскими, претерпевшими эпигенетические изменения, причем нередко существенные, характеризуются величинами Z , большими 120, что, согласно уравнению М. Кейта и Дж. Вебера, указывает на их первично-осадочное морское происхождение (табл. 3).

Таблица 3. Величина коэффициента Z Кейта и Вебера [31] для бакальских и саткинских карбонатов

Карбонаты	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$	Z
Сидериты	+21,3	-2,8	132,8
Доломиты	+22,0	-0,4	137,5
Магнезиты	+15,8	+1,7	138,8

Все сказанное выше подтверждает справедливость проведенного недавно анализа общих тенденций в эволюции изотопного состава седиментационных карбонатов в докембрии и фанерозое [17], который показал, что по своим литолого-фациальным и гидро-фациальным условиям карбонатонакопление в докембрии и фанерозое в общих чертах было сходным, и что при метаморфизме в значительной степени сохраняются первично-осадочные геохимические связи между изотопным составом углерода и кислорода карбонатов.

Нельзя не отметить, что заключение о первично-осадочном образовании сидеритов Бакальского месторождения, основанное на результатах многолетних стратиграфических и литолого-геохимических исследований и подтверждаемое результатами данного изотопно-углеродного и изотопно-кислородного исследования, не согласуется с теми геолого-петрографическими данными, которые свидетельствуют об отсутствии термально-метаморфического воздействия диабазов на прорываемые ими

сидериты и на основании которых делается вывод о гидротермально-метасоматическом генезисе сидеритовых руд [5, 9, 22]. В то же время аналогичное Бакалу Ахтенское месторождение, где отмечается контактовое воздействие диабазов на сидеритовые пласты, считается первично-осадочным [13].

Важно подчеркнуть, что петрографические данные о контактовых процессах часто приводят к весьма противоречивым генетическим выводам и поэтому не могут быть признаны определяющими. Достаточно широко распространенное в природе явление так называемых холодных контактов изверженных пород с вмещающими породами представляет собой чрезвычайно сложную петрологическую проблему, требующую для своего решения использования всего арсенала методов изотопной геохимии.

Против гидротермально-метасоматического образования сидеритов и магнезитов Бакала и Сатки, предполагающего поступление железа и магния с углекислыми магматическими растворами, свидетельствует такой важный факт, как отсутствие определенного усреднения изотопного состава углерода и кислорода сидеритов и магнезитов, неизбежного в случае метасоматического замещения первично-осадочных известняков под воздействием углекислых магматических растворов.

Гидротермально-метасоматические изменения, характерные для сидеритовых и магнезитовых пластов Бакала и Сатки, связаны с низкотемпературными (порядка 50—70°С) растворами метеорного (вадозового) происхождения, которые приводили лишь к некоторой миграции и перераспределению первично-осадочных карбонатов с образованием метасоматических залежей сидеритовых руд.

Таким образом, изотопно-углеродные и изотопно-кислородные характеристики сидеритов, магнезитов и доломитов Бакальского и Саткинского месторождений подтверждают справедливость представлений об их первично-осадочном происхождении, впервые выдвинутых Д. В. Наливкиным [14, 15], а затем развитых и обоснованных в трудах многих исследователей [4, 6, 7, 11, 12, 19]. Литолого-геохимические исследования последних лет [10] свидетельствуют о первично-осадочном происхождении карбонатов Бакальского и Саткинского месторождений. Необходимо также отметить, что позднедокембрийские сидериты Кокчетавского массива (Северный Казахстан), являющиеся первично-осадочными образованиями, по литолого-геохимическим особенностям, а также по возрасту коррелируются с сидеритоносными отложениями западного склона Южного Урала [18].

Наиболее важной задачей дальнейших изотопных исследований южноуральских сидеритовых и магнезитовых месторождений является комплексное использование изотопии углерода, кислорода и водорода для детального изучения не только карбонатных пород, но и всех типов пород из контактовых зон диабазов (бруситы, серпентиниты, листвениты и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Попова Н. К. Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа.— В кн.: V Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов. М., 1974, с. 207—209. (Тез. докл.).
2. Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Изотопно-углеродные особенности диагенетических карбонатов из нефтеносных и битуминозных отложений.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильности изотопов в геохимии. М., 1976, с. 74—76. (Тез. докл.).
3. Борщевский Ю. А., Степанова Н. А. Изотопный состав углерода диагенетических карбонатов как индикатор условий преобразования органического вещества в глинисто-карбонатных отложениях.— В кн.: VIII Междунар. конгр. по орган. геохим. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1977, т. 2, с. 160—161. (Тез. докл.).
4. Бургеля Е. К. Минералого-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 14—122.

5. Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967. 142 с.
6. Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолиздат, 1946. 50 с.
7. Гарань М. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакальско-Саткинского района.— В кн.: Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957, с. 23—55.
8. Донцова Е. И., Тимофеева З. В., Кузнецова Л. Ф. Фракционирование изотопов кислорода в процессах образования сидеритов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 6, с. 1417—1420.
9. Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.— Тр./ИГН АН СССР, 1939, вып. 13. 37 с.
10. Лазур О. Г., Ходак Ю. А., Егорцева Н. А. К генезису докембрийских саткинских магнетитов и бакальских сидеритов западного склона Южного Урала.— В кн.: Карбонатонакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 183—184.
11. Малахов А. Е. Новые данные по геологии Бакальской группы месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 77—90.
12. Малахов А. Е. Основные вопросы геологии Бакала.— В кн.: Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957, с. 56—84.
13. Малахов А. Е., Варлаков А. С., Рыцк А. Е. Исследования состава руд и вмещающих карбонатных пород Ахтенского железорудного месторождения.— Тр. Свердл. горн. ин-та, 1971, вып. 39, с. 127—167.
14. Наливкин Д. В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. об-ния, 1931, т. 50, № 70, с. 4—7.
15. Наливкин Д. В. О геологическом строении Бакала.— В кн.: За недра Урала. Свердловск, 1934, с. 101—111. (Тр. УралНИГРИ).
16. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Участие поверхностных вод в формировании метаморфической оболочки Земли.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 466—469.
17. Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—895.
18. Созинов Н. А. О сидеритах в отложениях позднего докембрия Кокчетавского массива (Северный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 104—107.
19. Старостина З. М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 71, 101 с.
20. Тимофеева З. В. Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии.— В кн.: Геохронология и проблема рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 112—117.
21. Тимофеева З. В., Кузнецова Л. Д., Донцова Е. И. Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования.— Геохимия, 1976, № 10, с. 1462—1475.
22. Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 111 с.
23. Deuser W. G. Extreme C^{13}/C^{12} variations in Quaternary dolomites from the continental shelf.— Earth Planet. Sci. Letters, 1970, v. 8, p. 118.
24. Friedman I., O'Neil J. R. Data of geochemistry, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1977, 440-KK. 104 p.
25. Fritz P., Binda P. L., Folinsbee F. F. et al. Isotopic composition of diagenetic siderites from chetaceous sediments in Western Canada — J. Sed. Petrol., 1971, v. 41, N 1, p. 282.
26. Giovani W. F., Salati E., Marini O. J. et al. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati, Brasil.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, N 1, p. 41.
27. Hodgson W. A. Carbon and oxygen isotope ratios in diagenetic carbonates from marine sediments.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 12, p. 1223.
28. Hoefs J. Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Karbonatkonkretinen und umgebendem Gestein.— Contr. Miner. Petrol., 1970, v. 27, p. 66.
29. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer, 1973. 410 p.
30. Hudson J. D. Stable isotope and lithification.— J. Geol., 1977, v. 133, p. 637.
31. Keith M. L., Weber J. N. Isotope composition on the environmental classification of selected limestones and fossils.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, p. 1787.
32. Loppmann F. Sedimentary carbonate minerals. Springer, 1973. 228 p.
33. Murata K. J., Friedman I., Madsen B. M. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine miocene formations of California and Oregon. Geol. Survey Prof. Paper (U. S.), 1969, 614-B, 24 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Часть I	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ КАРБОНАТНОГО И СВЯЗАННОГО С НИМ ХЕМОГЕННОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ	
Сидоренко А. В., Розен О. М. Карбонатные и связанные с ними хемогенные отложения докембрия в процессе формирования континентальной коры Земли	9
Теняков В. А. Докембрий Земли и новые проблемы сравнительной планетологии	19
Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. Карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя	23
Борщевский Ю. А. Карбонатообразование как начальный этап формирования осадочной оболочки Земли	32
Казанский Ю. П. Физико-химические условия морского карбонатакопления в докембрии	37
Корякин А. С. Континентальное карбонатообразование в протерозойских метаморфизованных профилях выветривания	42
Жарков М. А. Проблемы эвапоритового осадконакопления в докембрии	46
Розен О. М. Сульфатные отложения раннего докембрия: осадконакопление и метаморфизм	52
Горбачев О. В. Параамфиболиты и амфиболовые сланцы в карбонатных толщах докембрия	62
Часть II	
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	
Предовский А. А., Мележик В. А., Любцов В. В., Болотов В. И., Петерсилье И. А., Федкова Т. А. Парагенезис и условия формирования карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита	71
Кулиш Е. А. Распространенность, петрохимические и литологические особенности карбонатных образований раннедокембрийских комплексов Дальнего Востока	77
Билонижка П. М., Геренчук Н. К., Зубова С. Н., Кирилюк В. П., Лашманов В. И., Мартынова С. С. Сравнительная характеристика карбонатных пород из разновозрастных докембрийских формаций западной части Украинского щита	83
Закруткин В. В. Основные кристаллические сланцы и оценка карбонатообразования в раннем докембрии	90
Каляев Г. И., Снежко А. М., Луговая И. П. Роль организмов в формировании карбонатных толщ Криворожья	93
Сафронов В. Т. О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия	97
Сидоренко С. А. Прослой карбонатных пород как фотомаркирующие горизонты при генетическом дешифрировании глубокометаморфизованных комплексов докембрия	103
Тихонов В. Л. Эволюция геохимических реперов и их стратиграфическое значение в разрезах нижнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы	108
Зайцев А. Г. Химические особенности карбонатных и связанных с ними пород восточной части Балтийского щита	111
Бондаренко Г. П., Нечипоренко Г. О. Влияние гуминовых кислот на соосаждение меди с карбонатами кальция в морской воде	119
Ганеев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К. Экспериментальное моделирование метаморфизма сидеритсодержащих пород	131
Живкович А. Е., Чехович П. А., Коломенский А. А. Идентификация стратиграфических границ в карбонатных комплексах по акцессорным минералам	134
Закруткин В. Е. О роли живого вещества в формировании древнейших карбонатных пород	137
	203

Часть III

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Алексеев Д. Н., Невзоров Ю. Г., Васильев В. Г. Стратиформные месторождения цветных металлов в древних карбонатных формациях Забайкалья и Прибайкалья	144
Юдин Н. И. О генетической связи карбонато- и фосфатонакопления в докембрии	150
Казанцев В. А. Генетическая связь фосфато- и марганценосных отложений с карбонатными породами протерозоя КМА	154
Вишняков В. Н., Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Некрасов Е. А. Карбонатный седиментогенез и связанные с ним полезные ископаемые в докембрии Южного Прибайкалья	158
Герасимов Е. К., Матухин Р. Г., Мандрикова Н. Т., Козлов В. Ф., Перолио Г. Н., Суховерхова М. В. Признаки первично-осадочного генезиса протерозойских карбонатов Селигдарского апатитового месторождения (Центрально-Алданский район)	165
Грибов Е. М., Гурвич Е. М. Марганценосные терригенно-карбонатные формации Енисейского края	172
Смолин П. П., Киселев В. И., Шевелев А. И. Ритмичность и формационные типы магнетитоносных докембрийских толщ	178
Лазур О. Г., Ходак Ю. А., Егорцева Н. А. О генезисе саткинских магнетитов и бакальских сидеритов западного склона Южного Урала	190
Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Лазур О. Г., Медведовская Н. И., Попова Н. К., Ходак Ю. А. Изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) исследование сидеритов Бакальского и магнетитов Саткинского месторождений	195

CONTENTS

Introduction	5
Part I.	
GENERAL QUESTIONS CONCERNING THE CARBONATE AND ASSOCIATED CHEMOGENIC SEDIMENTATION	
Sidorenko A. V., Rosen O. M., Carbonate and associated chemogenic Precambrian sediments in the formation of the Earth's continental crust	9
Tenyakov V. A. The Earth's Precambrian and new problems of comparative planetary geology	19
Sozinov N. A., Sidorenko Sv. A. Carbonate-carboniferous formations of the Precambrian and Phanerozoic	23
Bortchevsky Yu. A. Carbonate formation as the initial stage in the formation of the Earth's sedimentary mantle	32
Kazansky Yu. P. The Physico-chemical environment of marine carbonate sedimentation in the Precambrian.	37
Koraykin A. S. Continental carbonate formation in Proterozoic metamorphic weathering sections	42
Zharkov M. A. Problems of the evaporitic sedimentation in the Precambrian	46
Rosen O. M. Sulphate deposits of the Early Precambrian; sedimentation and metamorphism	52
Gorbachev O. V. Paraamphibolites and amphibole schists in the carbonate successions of the Precambrian	62
Part II	
LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES OF CARBONATE SEDIMENTS	
Predovsky A. A., Melezhhik V. A., Luobtzev V. V., Bolotov V. I., Petersilie A. I., Fedkova T. A. Paragenesis and formation environment of Precambrian carbonate rocks in the eastern part of the Baltic Schield	71
Koulish E. A. Distribution, petrochemical and lithological peculiarities of the carbonate formations in the Early Precambrian complexes of the Far East.	77

Bilonizhka P. M., Gerentchuk N. K., Zoubova S. N., Kirilouk V. P., Lashmanov V. I., Martinova S. S. Comparative description of carbonate rocks from unconsolidated Precambrian formations in the western part of the Ukrainian Shield	83
Zakroutkin V. V. Basic crystalline schists and an assessment of carbonate formation in the Early Precambrian	90
Kalayev G. I., Snezhko A. M., Lougovaya I. P. A role of organisms in the formation of carbonate successions in Krivorozhie	93
Safronov V. T. On the biogenic origin of the carboniferous organic matter in Precambrian carbonate rocks	97
Sidorenko S. A. Beds of carbonate rocks as photomarking horizons in the genetic interpretation of deeply metamorphosed complexes of the Precambrian	103
Tikhonov V. L. The evolution of geochemical markers and their stratigraphic importance in the Lower Precambrian sections on the southern margin of the Siberian Platform	108
Zaitsev A. G. The chemical peculiarities of carbonate and associated rocks in the eastern part of the Baltic Shield	111
Bondarenko G. P., Netchiporenko G. O. The influence of humic acids on the precipitation of copper with calcium carbonates in sea water	119
Ganeev I. G., Kotina R. P., Malinovskaya E. K. Experimental simulation of the metamorphism of siderite-bearing rocks	131
Zhivkovitch A. E., Chekhovitch P. A., Kolomensky A. A. Identification of stratigraphic boundaries in the carbonate complexes from accessory minerals	134
Zakroutkin V. E. On the role of living matter in the formation of the oldest carbonate rocks	137

Part III

METALLODENEY OF CARBONATE SEDIMENTS

Alekseev D. N., Nevzorov Yu. G., Vasiliev V. G. Stratiform deposits of non-ferrous metals in the old carbonate formations of Zabaikalie and Pribaikalie	144
Yuodin N. I. The genetic bond between carbonate- and phosphate sedimentation in the Precambrian	150
Kazantsev V. A. The genetic bond between phosphate- and manganese-bearing sediments with carbonate processes of the Proterozoic Kursk Magnetic Anomaly	154
Vishnyakov V. N., Vasiliev E. P., Reznitsky L. Z., Nekrasova E. A. Carbonate sedimentogenesis and associated useful minerals in the Precambrian of South Pribaikalie	158
Gerasimov E. K., Matoukhin V. G., Mandrikova N. T., Kozlov V. F., Perosio G. N., Soukhoverova M. V. Features of primary sedimentary genesis of the Proterozoic carbonates of the Seligdars apatite deposit (Central Aldan region)	165
Gribov E. M., Gourvitch E. M. Manganese-bearing terrigenous-carbonate formations of the Yenisei Ridge	172
Smolin P. P., Kiselev V. I., Shevele A. I. The rhythmicity and formational types of magnesite-bearing Precambrian successions	178
Lasour O. G., Khodak Yu. A., Egortseva N. A. On the genesis of Satkinskie magnesites and Baikal siderite in the western slope of the South Urals	190
Borschtevsky Yu. A., Borisova S. L., Lasour O. G., Medvedkovskaya N. I., Popova N. K., Khodak Yu. A. Isotopic ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) study of the siderites from the Baikal and magnesites from the Satkinsky deposit	195

УДК 552.5+551.12

Карбонатные и связанные с ними хемогенные отложения докембрия в процессе формирования континентальной коры Земли. Сидоренко А. В., Розен О. М.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Рассмотрены вопросы осадконакопления, метаморфизма, рудоносности карбонатных и связанных с ними эвапоритовых отложений применительно к глубокому докембрию. Показано, что полученный за последние 10—15 лет материал, главным образом в СССР, свидетельствует: (1) о широком развитии карбонатных отложений, которые могут быть подразделены на 2 типа: мощные толщи континентального шельфа и спорадические проявления в глубоководных вулканогенно-осадочных комплексах; (2) о значительной роли организмов в их формировании и (3) о генетических связях с накоплением фосфатов, некоторых типов марганцевых, железных и других руд.

Табл. 1. Библ. 37 назв.

УДК 551.71.72 : 550,2

Докембрий Земли и новые проблемы сравнительной планетологии. Теняков В. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Показана плодотворность нового космогонического аспекта познания «земных» процессов. В целях выявления и познания осадочной и осадочно-метаморфической оболочек и выявления следов проявления в них былой жизни следует развивать и совершенствовать дистанционные методы дешифрирования и картирования, а также сравнительного анализа действия экзогенных, биогенных и метаморфических процессов на планетах различной планетной истории, тектонического, водного и газового режимов, на планетах, находящихся в настоящее время на различных стадиях своей жизни.

Библ. 17 назв.

УДК 553.55 : 551.72+551.73/78

Карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. Созинов Н. А., Сидоренко С. В. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

На основе данных о геологическом положении, составе и условиях образования выделяется карбонатно-углеродистый тип формаций. Рассматривается стратиграфическое размещение карбонатно-углеродистых формаций докембрия и фанерозоя, их геологические и литологические особенности. Делаются выводы о формировании карбонатно-углеродистых формаций докембрия и фанерозоя в обстановке подводных окраин материков с пассивным и активным тектоническим режимом.

Табл. 1. Библ. 25 назв.

УДК 552.54

Карбонатобразование как начальный этап формирования осадочной оболочки Земли. Борщевский Ю. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Рассмотрена проблема возникновения чрезвычайно ранней углекислой атмосферы и связанного с ней раннего карбонатобразования, которые сыграли важную роль в осадочной дифференциации первичного земного силикатного вещества и формировании стратиферы Земли.

Показано, что возникновение ранней углекислоты связано с общей геохимической дифференциацией периферы Земли, начавшейся уже на заключительном этапе химически гетерогенной аккреции Земли и завершившейся в общих чертах на начальном этапе земной истории, и обусловлено, во-первых, изначальным обогащением наружных зон Земли водой и первичным органическим веществом; во-вторых, различными видами фрагментации этого органического вещества, в результате чего образовалась ранняя метаново-аммиачная атмосфера; в-третьих, радиационно-химическими преобразованиями, которые сравнительно быстро испытала указанная атмосфера в радиационном поле Солнца.

Библ. 27 назв.

УДК 552.54 : 732(576.76)

Физико-химические условия морского карбонатонакопления в докембрии. Казанский Ю. П.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Приведен сравнительный анализ состава и строения карбонатных пород докембрия и фанерозоя. Показаны черты сходства и отличия разновозрастных пород. Высказаны соображения о влиянии физико-химических параметров атмосферы и гидросферы на характер карбонатонакопления в докембрии. Для объяснений использованы результаты экспериментальных исследований.

Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.72 : 551.3.053+552.163

Континентальное карбонатобразование в протерозойских метаморфизованных профилях выветривания. Корякин А. С.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Комплексное исследование древнейших метаморфизованных кор выветривания вместе с продуктами их размытия и переотложения позволяет с достаточной уверенностью осуществлять всевозможные палеорекострукции. Большую роль для реставрации климатической обстановки на территории Карелии в ятулийское время играют карбонатные образования, развитые в верхах профилей метаморфизованных кор выветривания на гранитах кристаллического фундамента и сумийско-сарюлийских конгломератах. Линзовидная форма, преимущественно доломитовый состав карбонатных тел, присутствие в них определенного количества органического вещества, а также многочисленных микрофитофоссилий, характерных для наземных условий среднего протерозоя, наряду с другими фактами, свидетельствуют об определенной аридности ятулия в период разрушения доятулийских кор выветривания.

Ил. 4. Библ. 15 назв.

УДК 551.71/72+552.53

Проблемы эвапоритового осадконакопления в докембрии. Жарков М. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Анализируются направленные изменения вещественного состава и палеогеографических обстановок седиментации эвапоритовых серий в истории палеозоя и на этой основе намечаются возможные условия эвапоритового осадконакопления в докембрии. Сделано предположение, что в раннем протерозое должны были преобладать эвапоритовые бассейны с сульфатной и карбонатной седиментацией. Ставится под сомнение возможность образования в архее солеродных бассейнов.

Библ. 15 назв.

УДК 552.5+551.12

Сульфатные отложения докембрия: осадконакопление и метаморфизм. Розен О. М.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Современные исследования докембрия показывают, что начиная по крайней мере с 3,2 млрд. лет назад в осадках присутствуют морские сульфаты. Возможная дегазация исходных отложений должна проходить по модели декарбонатизации. На материале неогеновых сульфатносных терригенных отложений показано, что по содержаниям и тенденциям вариаций петрогенных и 20 малых элементов (количественные определения) эти породы соответствуют существенно плагиоклазовым, нередко скаполитсодержащим кристаллическим сланцам и, возможно, некоторым анортозитам глубокого докембрия Канады, Шотландии и Цейлона. Следует полагать, что широкое распространение подобных специфических плагиосланцев в докембрии цитов свидетельствует о широком распространении первично-соленосных отложений. Проанализированы возможные причины исчезновения сульфатов и галоидов при складчатости и метаморфизме.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 14 назв.

УДК 552 : 48 : 552.16 : 551.71/72 (—924.15/16)

Параамфиболиты и амфиболовые сланцы в карбонатных толщах докембрия. Горбачев О. В.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

На оригинальном и литературном материале рассмотрены типичные ассоциации параамфиболитов и карбонатных пород в докембрийских толщах различных регионов. При анализе литологических, петрохимических и геохимических особенностей параамфиболитов выявлена специфика данного типа, связанная с особенностями формирования первично осадочных пород. Выделено два типа разрезов, отвечающих различным по масштабу структурам, в которых формировались древние отложения (протомиogeосинклиналь и геосинклинальные прогибы на древнем фундаменте).

Показано, что ритмично-слоистые карбонатно-параамфиболитовые и карбонатно-углеродистые толщи являются характерной породной ассоциацией и могут рассматриваться в качестве градации протоформации графитсодержащих сланцев и мраморов, выделенной для докембрия.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 32 назв.

УДК 552.54+551.71/72(470.21/22)

Парагенезис и условия формирования карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита. Предовский А. А., Мележик В. А., Любцов В. В., Болотов В. И., Петерсилье И. А., Федкова Т. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

С учетом новых данных рассматриваются особенности распространения в разной степени метаморфизованных карбонатных и силикатно-карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита, намечены закономерности эволюции их состава и условий формирования, в том числе влияние палеотектонических, климатических факторов, выветривания и вулканизма. Предполагается, что переход от сегозерско-онежского к заонежско-суйсарскому уровню среднего протерозоя, совпадающий с началом третьего в истории Земли этапа накопления углеродистых формаций (по В. А. Тенякову и Св. А. Сидоренко, 1977), является и одним из четко выраженных климатических рубежей и отвечает смене часто проявлявшихся аридных условий существенно гумидными. Приводятся сведения по рудной геохимической специализации карбонатных пород.

Ил. 5. Библ. 20 назв.

УДК 553.55 : 557.71/72(571.6)

Распространенность, петрохимические и литологические особенности карбонатных образований раннедокембрийских комплексов Дальнего Востока. Кулиш Е. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В работе изложены результаты исследования карбонатных образований раннедокембрийских комплексов Дальнего Востока СССР. Рассмотрены геологическое и геотектоническое положение, распространенность, петрохимические особенности, литология, степень метаморфизма первично осадочных карбонатсодержащих образований раннего докембрия, с которыми связаны месторождения флогопита, графита, апатита, магнезита, мрамора и других полезных ископаемых. Широкие вариации величин распространенности карбонатных пород, их состав и соотношение с другими первично осадочными породами обусловлены различиями в литолого-фациальных условиях накопления карбонатных толщ.

Библ. 9 назв.

УДК 551.71 : 552.12

Сравнительная характеристика карбонатных пород из разновозрастных докембрийских формаций западной части Украинского щита. Билонижка П. М., Геренчук Н. К., Зубова С. Н., Кирилук В. П., Лашманов В. И., Мартынова С. С.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Для изучения карбонатных пород выбраны эталонные участки трех разновозрастных формаций: архейских побужской кальцифир-кристаллосланцевой и побужской мрамор-кальцифировой и нижнепротерозойской метаморфизованной известняковой радомышльской. Формации различаются своим строением и петрографическим составом, а также особенностями состава отдельных минералов (кальцита, шпинели), содержанием элементов-примесей — стронция, бария, марганца и др. По геологическим, петрохимическим и геохимическим признакам в составе изученных пород предлагаются как седиментогенные, так и эндогенные образования.

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 10 назв.

УДК 552.16

Основные кристаллические сланцы и оценка карбонатообразования в раннем докембрии. Зайцев В. В.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В большинстве работ, посвященных оценке карбонатообразования в раннем докембрии, цифры распространенности карбонатов оказываются существенно заниженными. Причина этого заключается в том, что из всего разнообразия карбонатных пород отмечаются распространены только их чистых разновидностей (мраморов и кальцифиров), а также существенно карбонатные породы как мергели и их производные в подсчет не включаются, хотя и учитываются для фанерозоя. Таким образом, системы измерения карбонатообразования в раннем докембрии, с одной стороны, и в фанерозое, с другой, оказываются различными.

Следует подвергнуть сомнению сам принцип оценки распространенности метаморфитов по группам метаморфических пород. Очевидно, уже возможно, хотя бы в первом приближении, оценивать не распространенность метаморфитов, а «снятая» метаморфизм, давая оценку распространенности дометаморфических образований, в том числе и карбонатных.

Табл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 56 : 551.72(477)

Роль организмов в формировании карбонатных толщ Криворожья. Каляев Г. И., Снежко А. М., Луговая И. П.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Карбонатные породы Криворожья представлены доломитовыми мраморами с примесью кварца, сульфидов и графитита. Их метаморфические аналоги в Западно-Ингулецкой зоне содержат, кроме того, примеси амфибола и пироксена.

Изотопный анализ графитита показал, что соотношения стабильных изотопов углерода отвечают значениям углерода морских растений. Установлено влияние органического вещества на изотопный состав кислорода. Карбонатные породы с органическими остатками характеризуются повышенным содержанием углеводов и битумоидов.

На основании этих данных делается вывод, что простейшие организмы способствовали накоплению карбонатных толщ Криворожья.

Библ. 8 назв.

УДК 551.71/72 : 552.5+552.54

О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия. Сафронов В. Т.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Приводятся данные о присутствии углерод-графитосодержащих карбонатных пород уже в раннем докембрии. Делается вывод о преимущественно биогенном происхождении углеродистого органического вещества докембрийских карбонатных отложений земного шара. На основании следующих факторов: 1) многочисленных находок органических остатков, органических соединений, следов жизнедеятельности синезеленых водорослей (онколитов, строматолитов) в углеродсодержащих карбонатных породах докембрия; 2) приуроченности повышенных содержаний ряда биофильных элементов именно к углерод-графитосодержащим карбонатным отложениям; 3) сингенетичного, седиментогенного распределения углеродистого вещества в докембрийских карбонатных породах; 4) изотопных исследований углерода, серы, кислорода карбонатных пород докембрийского возраста.

Табл. 3. Библ. 15 назв.

УДК 552.54

Прослой карбонатных пород как фотомаркирующие горизонты при генетическом дешифрировании глубокометаморфизованных комплексов докембрия. Сидоренко С. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Рассматривается вопрос применения генетического дешифрирования карбонатных прослоев в толщах пород, подвергшихся метаморфизму в амфиболитовой и гранулитовой фации. На примере кейвской серии и гранулитового комплекса Кольского полуострова приводятся признаки дешифрирования и взаимоотношения карбонатных пород и вмещающих кристаллических сланцев. Делается вывод о первично-осадочном происхождении карбонатных пород.

Ил. 3. Библ. 9 назв.

УДК 551.7.02.

Эволюция геохимических реперов и их стратиграфическое значение в разрезах нижнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы. Тихонов В. Л.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

На основании многолетних исследований геохимии стронция в карбонатных толщах архей и нижнего протерозоя южного обрамления Сибирской платформы произведено расчленение нижнего докембрия на два геохимических (стратиграфических) репера, отличающихся по содержанию в них седиментационного стронция в 10 раз.

В первом геохимическом репере (архей) выделены два стронциеносных уровня, во втором репере (нижний протерозой) — один стронциеносный уровень. Для первого репера характерны сотые доли процента стронция, второму соответствуют содержания в десятых долях процента. Произведено уточнение стратиграфического положения некоторых толщ и свит. Рассматривается зависимость содержания стронция от фациальных условий среды и тектонического режима.

Ил. 2. Библ. 3 назв.

УДК 553.55 : 552.46 : 552.11(470.21/22)

Химические особенности карбонатных и связанных с ними пород восточной части Балтийского щита. Зайцев А. Г.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В результате петрохимических пересчетов восстановлена первичная природа нижнедокембрийских метаморфизованных карбонатных и связанных с ними фациально пород гранулитового комплекса, кейвской, варзугской и сортавальской серий восточной части Балтийского щита. Сделан вывод об условиях накопления этих образований, а также показано, что они сформировались в морских бассейнах различных климатических зон.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 7 назв.

УДК 550.422.6

Влияние гуминовых кислот на соосаждение меди с карбонатами кальция в морской воде. Бондаренко Г. П., Нечипоренко Г. О.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Экспериментальные данные, приведенные в статье, показывают, что присутствие гуминовых кислот в морской воде сильно влияет на соосаждение меди с карбонатными осадками и на характер осадков. Минералогические исследования показали, что медь в присутствии гуминовых кислот осаждается в виде трудно растворимых гуматов меди. Часть меди соосаждается с моногидрокарбонатом. Количественный эффект соосаждения меди с моногидрокарбонатом зависит от количества выпавшего карбоната и от формы, в которой он осаждался (кристаллы, сферолиты). Распределение меди на сферолите (исследования на микрозонде) совпадает с распределением гуминовых кислот. В то же время в этих условиях, в отсутствие гуминовых кислот медь концентрируется только в узкой периферической зоне сферолита.

УДК 553

Экспериментальное моделирование метаморфизма сидеритсодержащих пород. Ганеев И. Г., Котина Р. П., Малиновская Е. К.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В статье изложены результаты экспериментального изучения метаморфизма сидеритсодержащих пород (глинистый песчаник+сидерит) в параметрах зеленосланцевой — амфиболитовой фации: $T=400-550^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}=1000$ атм, в условиях неконтролируемого давления кислорода. Наборы минеральных фаз, наблюдавшиеся в продуктах экспериментов, соответствовали минеральным ассоциациям высокожелезистых пород и в интервале температуры $500-550^{\circ}\text{C}$ фиксировали температурную границу верхней ступени зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Величина парциального давления кислорода в опытах при $T=500^{\circ}\text{C}$ контролировалась реакцией внутри системы на уровне «графитового буфера».

Ил. 1. Библ. 2 назв.

УДК 551.734.5 : 552.54 : 549.905.2(470.51/54)

Идентификация стратиграфических границ в карбонатных комплексах по аксессуарным минералам. Живкович А. Е., Чехович П. А., Коломенский А. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В немой толще доломитов и доломитовых известняков, сформировавшихся в изолированной лагуне Сергинско-Уфимского барьерного рифа (западный склон Среднего Урала), выявлены три стратиграфических уровня. Каждый из них выражен закономерной триадой максимумов содержания трех компонентов нерастворимого остатка: глинистых минералов, терригенного кварца, устойчивых минералов. В силу регионального характера причин, вызвавших данный эффект, уровни разреза, которые фиксируются по триадам, трактуются в качестве минералогических зон. Пики содержания устойчивых минералов отождествляются с изохронными поверхностями. Тем самым показана принципиальная возможность расчленения немых карбонатных толщ по количественным изменениям минерального состава аллотигенной примеси. Приведено описание методики исследований.

Ил. 1. Библ. 3 назв.

УДК 552.14 : 552.54

О роли живого вещества в формировании древнейших карбонатных пород. Закруткин А. В. Е.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

На основе комплекса геологических данных с учетом эволюции параметров атмосферы рассматривается проблема происхождения древнейших карбонатных пород. Показано, что выделение глубинной углекислоты в докембрийские эпохи интенсивного проявления процессов регионального метаморфизма и магматизма компенсировалось последующим ее захоронением в осадках в виде органического вещества и карбонатов. В масштабах геологического времени процессы выделения и компенсации углекислоты можно считать одновременными, что и нашло отражение в совпадении глобальных уровней распространения углеродистых и карбонатных формаций, с одной стороны, с важнейшими эпохами метаморфизма и вулканизма — с другой. Подчеркивается, что карбонатнакопление в раннем докембрии, в условиях повышенного парциального давления CO_2 в атмосфере, стало возможным лишь после появления организмов с хорошо функционирующим фотосинтетическим аппаратом.

Ил. 1. Библ. 19 назв.

УДК 553.412'44.076 : 551.72'732(571.55)

Стратиформные месторождения цветных металлов в древних карбонатных формациях Забайкалья и Прибайкалья. Алексеев Д. Н., Невзоров Ю. Г., Васильев В. Г.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В Забайкалье и Прибайкалье с карбонатными формациями верхнепротерозойского и раннекембрийского возраста связаны стратиформные месторождения цветных металлов. Среди них выделяются рудно-формационные типы: флюорит-свинцово-цинковый, свинцово-цинковый, медно-полиметаллический. В рудоносных карбонатных формациях полиметаллическое оруденение локализовано в сравнительно маломощных горизонтах, в которых оно приурочено к определенному парагенезису. Формирование этих месторождений является сложным и многоактным процессом, включающим осадочное металлонакопление и последующие эпигенетические перераспределения металлов, наиболее интенсивно проявленные в Восточном Приаргуне.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 8 назв.

УДК 553.64.06.

О генетической связи карбонато- и фосфатонакопления в докембрии. Юдин Н. И.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В работе показана приуроченность подавляющего большинства месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя к карбонатным, терригенно-карбонатным формациям, свидетельствующая о тесной генетической связи фосфатонакопления с карбонатообразованием. Приведено краткое литологическое описание наиболее типичных разрезов фосфатоносных формаций раннего и позднего докембрия и показано положение в них фосфатов кальция.

Библ. 12 назв.

УДК 551.72 : 552.54 (480.32)

Генетическая связь фосфато- и марганценовых отложений с карбонатными породами протерозоя КМА. Казанцев В. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Общими геолого-литологическими особенностями отложений являются: наличие карбонатов, существенно доломитовый их состав, тесная ассоциация фосфоритов, фосфатсодержащих и марганценовых пород (гондитов) с углеродистыми пиритизированными кремнисто-карбонатными и кремнистыми, а также мелководный характер фосфато- и марганценовых фаций.

Высказывается предположение о перспективности территории на богатые гипергенные руды фосфора и марганца, связанные с корами выветривания продуктивных пластов, выходящих на эрозивный срез фундамента. Наиболее благоприятным районом для такого типа месторождений является юго-западная часть КМА, в частности, площадь Белгородской структуры.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.71 : 552.54+553.3/9 (571.53).

Карбонатный седиментогенез и связанные с ним полезные ископаемые в докембрии Южного Прибайкалья. Вишняков В. Н., Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Некрасова Е. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В разрезе слюдянского кристаллического комплекса разнообразные по составу карбонатные, кремнисто-карбонатные и известково-силикатные породы составляют около 55%. Установлено закономерное ритмично-циклическое строение в целом, так и карбонатных горизонтов. С карбонатным седиментогенезом и последующими процессами метаморфизма связано образование месторождений и рудопроизведений апатита, марганцевых пород, волластонита, цементных и облицовочных материалов, флогопита, лазурита.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 14 назв.

УДК 553.636.068.2 : 551.72 (571.56—16)

Признаки первично-осадочного генезиса протерозойских карбонатов Селигдарского апатитового месторождения. Герасимова Е. К., Матухин Р. Г., Мандрикова Н. Т., Козлов В. Ф., Перозно Г. Н., Суховерова М. В.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В апатит-карбонатной толще выявлен комплекс признаков явно осадочного происхождения. Это линзы терригенных пород, стратиформное залегание отдельных горизонтов, реликты криптокристаллических разностей, обилие стилолитовых швов. С помощью электронной микроскопии среди криптокристаллических пород установлены первично-обломочные и строматолитовые. Обнаружены полые трубчатые образования с ячеистым строением. В доломитах $\delta^{13}\text{C}$ составляет 3,5—4,2‰, $\delta^{18}\text{O}$ 23,4—24,4‰, в мраморизованных известняках — $\delta^{13}\text{C}$ 4,1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 18,7‰.

Ил. 8. Библ. 11 назв.

УДК 553.32 : 552.54+552.52 (235.31)

Марганценовые терригенно-карбонатные формации Енисейского Кряжа. Грибов Е. М., Гурвич Е. М.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

В разрезе рифа Енисейского Кряжа выделены два типа марганценовых формаций: пестроцветная терригенно-карбонатная и углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатная.

В обеих формациях на фоне рассеянной марганценовости (до 1%) выделяются первичные мanganокальцитовые и родохрозитовые и метаморфизованные родонитовые руды, с содержанием MnO 4—11%, в зоне окисления которых возникают рудные тела с содержаниями от 23—24%. Инфильтрационные пирролюзитовые руды зон брекчирования содержат до 37% MnO₂.

Библ. 4 назв.

УДК 553.682.2+551.71/72+551.351

Ритмичность и формационные типы магнетитовых докембрийских толщ. Смолин П. П., Киселев В. И., Шевелев А. И.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Локализованные в доломитах докембрийские магнетиты участвуют в многопорядковой редуцированной прерывистой бассейновой цикличности с направленным усилением карбонатности и магнетитности от основания к вершине ритмов и относятся к двум формационным типам — метабазит-карбонатному и метабазит-вулканогенно-карбонатному (оба с участием органического вещества). Эти формации в свою очередь входят в пелит-вулканогенно-эвапоритовый (магнетит-селенитовый) и эвапорит (магнетит)-вулканогенно-терригенный (с последовательной концентрацией Mg, Fe, Mn, Si) ряды. Намечается перманентная глобальная (вероятно, климатическая) зональность распределения магнетитов.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 39 назв.

УДК 551.71/72.+553.55+553.31.315/470.5/

О генезисе саткинских магнетитов и бакальских сидеритов западного склона Южного Урала. Лазур О. Г., Ходак Ю. А., Егорцева Н. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Рассматривается положение залежей сидеритов и магнетитов в разрезе терригенно-карбонатных отложений бурзянской серии. Отмечается пластовый и линзообразный характер залегающих рудных залежей, реликты первичнослойных сидеритов и магнетитов среди основной массы существенно перекристаллизованных руд. Подчеркивается вторичный, наложенный характер метасоматических замещений вмещающих доломитов крупнокристаллическими сидеритом и магнетитом и интрузивный характер взаимоотношений даек диабазов и рудных залежей. Делается вывод о первично-осадочной природе основной массы сидеритов и магнетитов, о перекристаллизации руд и частичном их перемещении в процессе эпигенеза.

Ил. 4. Библ. 11 назв.

Изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) исследование сидеритов Бакальского и магнезитов Саткинского месторождений. Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Лазур О. Г., Медведовская Н. И., Полова Н. К., Ходак Ю. А.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981.

Рассмотрены результаты проведенного изотопно-углеродного и изотопно-кислородного исследования сидеритов, магнезитов и доломитов Бакальского и Саткинского месторождений Южного Урала. На основе изотопных данных сделан вывод о первично-осадочном образовании всех изученных карбонатов: сидериты и магнезиты, как и доломиты, отлагались в достаточно мелководном бассейне со сравнительно высокой степенью осолонения и изменчивой литолого-фациальной и гидрофациальной обстановкой карбонатонакопления.

Гидротермально-метасоматические изменения, характерные для сидеритовых и магнезитовых пластов Бакала и Сатки, согласно изотопно-кислородным данным, связаны с низкотемпературными (порядка 50–70°С) растворами метеорного (вадозового) происхождения, которые приводили лишь к некоторой миграции и перераспределению первично-осадочных карбонатов с образованием метасоматических залежей сидеритовых руд.

Илл. 1. Табл. 3. Библ. 33 назв.

552.5+551.12

Carbonate and associated chemogenous Precambrian sediments in the formation of the Etarhs' continental crust. Sidorenko A. V., Rozen O. M. In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This work discusses aspects of the sedimentation, metamorphism and mineralization of carbonate and associated evaporitic sediments in terms of the early Precambrian. It has been shown that the data obtained over the last 10–15 years, mainly in the USSR, demonstrate that (i) carbonate sediments are widespread and may be classified into two types, the first including thick successions of the continental shelf, the second—sporadic occurrences of abyssal volcanogenous—sedimentary complexes; (ii) organisms played a considerable role in the formation of carbonate sediments and (iii) there is a genetic relationship between several types of manganese and iron and similar ores, and the deposition of phosphates.

The fact that evaporites existed in the pre-Riphean can be inferred from the typical associations of rocks, relics of chlorine, sulphate-ion etc. in scapolites, apatites and certain other minerals, whose limited spectrum and specific origin account for the almost complete removal of volatile components during metamorphism. Mixed sulphate—terrigenous deposits were probably quite the common, considering the latest data available on possible metamorphic alteration into plagioclase schists.

The geological, geochemical and isotopic data so far available on the most ancient rocks indicate a fundamental similarity in the environment of carbonate deposition during the Precambrian and the Phanerozoic.

The deformation of carbonate deposits takes place in the form of a plastic flow during decarbonatization, but these rocks remain in a solid state in the $P-T-X$ parameters of the regional metamorphism and selective melting of aluminosilicates. Salt-bearing successions are probably characterised by a sharp increase in diapirism, so specific deformations may be expected to take their place.

Metamorphic activity leads to degasation of the sediments under review and to the formation of specific aggressive fluids capable of extracting appreciable masses of ore components from the host rocks, as well as transporting and depositing them.

Table 1. The bibliography includes 57 items.

551.71/550.2

The Earth's Precambrian and New Problems of Comparative Planetology. Теняков В. А. In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Here the fruitfulness is shown of the new cosmogonical aspect of studying the Earth's processes. In order to reveal and understand the sedimentary and sedimentary—metamorphic mantles, remote interpretation and mapping techniques must be developed and refined, as must comparative analysis of the effects produced by oxogenous, biogenic and metamorphic processes on planets with different histories, by tectonic, water and gas regimes on planets at present in various stages of their lives.

The bibliography includes 17 items.

553.55 : 551.72+551.73/78

Carbonate—carboniferous formations of the Precambrian and Phanerozoic. Sozinov N. A., Sidorenko Sv. A. In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

On the basis of data on geological position, composition and conditions of deposition a carbonate—carboniferous type of formation is distinguished. The work considers the stratigraphic distribution of the carbonate—carboniferous formations of the Precambrian and Phanerozoic, and their geologic and lithologic features. Conclusions are drawn concerning the formation of the carbonate—carboniferous successions of the Pre-Cambrian and Phanerozoic under the conditions of the submarine margins of continents with passive and active tectonic regimes.

Table 1, Fig. 1, Bibliography includes 24 items.

552.54

Carbonate formation as the initial stage in the formation of the Earth's sedimentary mantle. Borishevsky Yu. A. In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This article deals with the origin of the extremely early carboniferous atmosphere and the associated early carbonate formation, which played a significant role in the sedimentary differentiation of the primary earth silicate substance and in the formation of the Earth's stratosphere.

The origin of early carbon dioxide is shown as related to the overall geochemical differentiation of the Earth's perisphere, which began during the final stage of the chemically heterogeneous accretion of the Earth and generally ending during the initial stage of the Earth's his-

tory, and was conditioned, first, by original enrichment of the Earth's outer zones by water and organic matter; second, by various types of fragmentation of this organic substance, responsible for the formation of the early methane—ammonia atmosphere; third, radiation—chemical alterations undergone by this atmosphere in the radiation field of the Sun.

The bibliography includes 27 items.

552.54 : 732 (57676)

The Physico—chemical environment of marine carbonate sedimentation in the Precambrian. Kazanskiy Yu. P. In the book «Carbonate sedimentation in the Precambrian». M.: Nauka, 1981.

This is a comparative analysis of the composition and structure of Precambrian and Phanerozoic rocks. It reveals the similarities and differences between uncomtemporaneous rocks. The idea is put forward that the physico—chemical parameters of the atmosphere and hydrosphere influenced the nature of carbonate sedimentation in the Precambrian. The explanations are based on experimental results.

Table 1, the bibliography includes 15 items.

551.72 : 551.3.053.+552.163

Continental carbonate formation in Proterozoic metamorphic weathering sections. Koryakin A. S.— In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The inter—disciplinary study of the oldest metamorphosed crusts of weathering, together with the products of their erosion and redeposition, makes it possible to carry out various paleoreconstructions with a high degree of certainty. An important role was played in the restoration of the climatic environment on the territory of Karelia during times by carbonate formations developed in the upper parts of the sections of metamorphic weathering crusts and overlying the granites of the crystal line basement and the conglomerates.

The article includes 4 figures.

551.71/72+552.53

Problems of evaporitic sedimentation in the Precambrian. Zharkov M. A.— In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This section analyses directed modifications in the mineral composition and paleogeographic conditions of deposition of the evaporitic series during Paleozoic history and then draws conclusions concerning the possible evaporitic deposition conditions in the Precambrian. It is assumed that, in the Early Proterozoic, evaporitic basins with sulphate and carbonate deposition predominated. The possibility of the formation of salt—associated basins is brought into question.

The bibliography includes 15 items.

552.5+551.12

Sulphate deposits of the Early Precambrian: sedimentation and metamorphism. Rozen O. M.— In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Recent studies of the Precambrian show that, as far back as 3.2 billion years ago, the sediments contained marine sulphates. The decarbonization model implies a possible degasification. Data on Neogene sulphate—bearing terrigenous deposits are used to show that, in terms of content and variation trends in petrogenic and 20 minor elements (quantitative determinations), these rocks correspond to essentially plagioclase types, not infrequently with scapolite—bearing crystalline schists, and possibly to several anorthosites of the very old Precambrian of Canada, Scotland and Ceylon. It may be assumed that the wide spread of such specific plagioclase schists in the Precambrian indicates a wide—spread of primarily—saltbearing deposits. The possible causes are analyzed of the disappearance of sulphates and haloids during folding and metamorphism.

The article contains 2 figures, one table. The bibliography includes 36 items.

552 : 48 : 552.16 : 551.71/72 (—924.15/16)

Paraamphibolites and amphibolitic schists in the carbonate successions of the Precambrian. Gorbatchev O. V.— In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Information from the literature and field data are used for considering the characteristic associations of paraamphibolites and carbonate schists in Precambrian successions from various regions. Analysis of the lithological, petrochemical and geochemical features of paraamphibolites reveals the specifics of this type, connected with the peculiarities of the formation of original sedimentary rocks. Two types of sections are distinguished corresponding to the different scale structures within which old deposits were formed (protomiogeosyncline and geosynclinal troughs on the old basement).

Rhythmically bedded carbonate—paraamphibolite and carbonate—carboniferous successions are shown to constitute a typical rock association; they may be regarded as a gradation of protoformation of the graphite—bearing schists and marbles identified for the Precambrian.

The article contains 2 figures.

552.54+551.71 72/470.21 22/

Paragenesis and formation environment of Precambrian carbonate rocks in the eastern part of the Baltic Shield. Predovskiy A. A., Melezhik V. A., Luobtzev V. V., Bolotov V. I., Petersiliye I. A., Fedkova T. A.— In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

New data are taken into account in discussing the distribution peculiarities of variably metamorphosed carbonate and silicate—carbonate rocks of the Precambrian in the eastern part of the Baltic Shield, and outlining the evolution pattern of their composition and deposition environment, which included paleotectonic, climatic, weathering and volcanism factors. It is assumed that the transition from the Segozersko—Onezhskoy to the Zaonezhsko—Suyisarsky

level of the Middle Proterozoic, which coincided with the beginning of the third stage in the Earth's carboniferous formation accumulation (according to V. A. Tenyakov and Sv. A. Sidorenko, 1977), is also one of the most distinct climatic boundaries, corresponding to a transition from frequently appearing arid conditions to essentially humid ones. The article contains data on the ore geochemical specialization of carbonate rocks.

There are 5 figures. The bibliography includes 19 items.

553.55 : 557.71/72 (571.6).

Distribution, petrochemical and lithological peculiarities of the carbonate formations in the Early Precambrian complex of the Far East. Kulish E. A.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This work sets out the results of research into the carbonate formations in the Early Precambrian complexes of the Soviet Far East. The geological and geotectonic position, distribution, petrochemical features, lithology, and metamorphic grades are considered of originally sedimentary carbonate-bearing formations of the Early Precambrian, with which occurrences of phlogopite, graphite, apatite, magnesite, marble and other useful minerals are connected: The wide variations in carbonate rock distribution, composition and relationship with other originally sedimentary deposits are accounted for by differences in the lithological—facial conditions of deposition of carbonate successions.

The bibliography includes 9 items.

551.71 : 552.12

A comparative description of carbonate rocks from unctemporaneous Precambrian formations in the western part of the Ukrainian Shield. Bilonizhka P. M., Gerentchuk N. K., Zubova S. N., Kirilouk V. P., Lashmanov V. I., Martinova S. S.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

For this study of carbonate rocks the localities of three unctemporaneous formations were chosen: the Archean Pobouzhskaya calciphyre—crystalline schists formation, the Archean Pobouzhskaya marble—calciphyre formation and the Lower Proterozoic Radomishlskaya metamorphic limestone formation. These formations differ in structure and petrographic composition, as well as in the compositional features of some minerals (calcite spinel) and in their admixtures, such as strontium, barium, manganese etc. According to their geological, petrochemical and geochemical features the rocks under consideration are taken as including both sedimentary and endogenic varieties.

The article contains 1 figure, 4 tables. The bibliography includes 9 items.

552.16

Basic crystalline schists and an assessment of carbonate sedimentation in the Early Precambrian. Zakroutkin V. V.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Most publications dealing with assessment of carbonate sedimentation, contain figures illustrating the development of carbonates that are probably substantial underestimates. The reason for of this is that, of the diverse carbonate rocks, only pure varieties (marbles and calciphyres) were assessed, whereas essentially carbonate types such as marls and their derivatives were not included, though they are taken as being Phanerozoic. Hence the systems for estimating carbonate formation are different for the Early Precambrian, and the Phanerozoic. It should be stressed that the principle of estimating the distribution of metamorphites by groups of metamorphic rocks is itself dubious. It is evidently already possible, though only in a first approximation, to estimate not the distribution of metamorphites, but by «removing» metamorphism, to estimate the development of premetamorphic formations, including carbonate ones.

The article contains 1 table. The bibliography includes 8 items.

56 : 551.72/477/

The role of organisms in the formation of carbonate successions in Krivorozhie. Kalyaev G. I., Snezhko A. M., Lougovaya I. P.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The carbonate rocks in Krivorozhie consist of dolomitic marbles with admixtures of quartz, sulphides and graphite. Their metamorphic analogues in the West—Ingouletzk zone in addition contain some amphibolite and pyroxene. A specific place among the carbonate rocks belongs to oncologic rock and graphite-bearing marbles, whose microstructure is similar to that of the algal limestones. The marbles and graphitecarbonate rocks have been found to contain remains of protozoa microorganisms.

Isotope analysis of graphite shows that the correlations of stable carbon isotopes correspond to the carbon values detected in sea plants. The influence of organic matter on the isotopic composition of oxygen is established. Carbonate rocks with organic remains are characterized by greater amounts of hydrocarbons and bituminoids.

On the basis of mentioned evidence it is concluded that the protozoa organisms facilitated the accumulation of the carbonate successions in Krivorozhie.

The bibliography includes 8 items.

551.71/72 : 552.5+552.54

On the biogenic origin of the carboniferous organic matter in Precambrian carbonate rocks. Safonov V. T.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The article contains data indicating the presence of carbon—graphite—bearing carbonate rocks as far back as the Early Precambrian. On the basis of (i) numerous finds of organic remains, organic compounds, traces of vital activity by bluegreen algae (oncolites, stromatolites) found in the carbon—bearing carbonate rocks of the Precambrian; (ii) increased amounts of several biophylic elements restricted to carbon—graphite—bearing carbonate deposits; (iii) the syngenetic, sedimentogenic distribution of the carbon substance in Precambrian carbonate rocks; (iv) isotopic data on carbon, sulphur, and oxygen of the Precambrian carbonate rocks, it is concluded that the organic carbon matter in the Precambrian carbonate deposits throughout the world is of biogenic origin.

The bibliography includes 15 items. The article has 3 tables.

Beds of carbonate rocks as photomarking horizons in the genetic interpretation of deeply metamorphosed complexes of the Precambrian. Sidorenko S. A.—In the book:

Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The question is discussed of the application of genetic interpretation of the carbonate layers in rock successions, modified by metamorphism, of amphibolite and granulite facies. From the example of the series and the granulitic complex of the Kola Peninsula, the features of interpretation and interrelationship between the carbonate rocks and enclosing crystalline schists are established. It is concluded that are carbonate rocks are primarily of sedimentary origin.

These are 3 figures. The bibliography includes 9 items.

551.7.02

The evolution of geochemical markers and their stratigraphic importance in the Lower Precambrian sections on the southern margin of the Siberian Platform. Tikhonov V. L.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

On the basis of geochemical studies lasting many years of strontium in the carbonate Archean and Lower Proterozoic successions of the southern margin of the Siberian Platform, the Lower Precambrian is divided into two geochemical (stratigraphic) markers differing 10 fold in their sedimentary strontium content.

The first geochemical marker (Archean) is subdivided into two strontium-bearing levels, while the second (Lower Proterozoic) includes only one. Hundredths of a per cent of strontium are characteristic of the first marker, whereas tenths of a per cent are typical of the second. The stratigraphic position of several successions and suites is ascertained. Also discussed is the dependence of the amount of strontium on the facial conditions of the environment and tectonic regime.

There are 2 figures. The bibliography includes 3 items.

553.55 : 552.46; 552.11 (470.21/22)

The chemical peculiarities of carbonate and associated rocks in the eastern part of the Baltic Shield. Zaitsev A. G.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Petrochemical calculation have yielded restored the original nature of the Lower Precambrian metamorphic carbonate sediments and facially associated rocks of the granulitic complex of the Keivian, Varsugian and Sortavalian series in the eastern part of the Baltic Shield.

Conclusions are made concerning the conditions under which these sediments formed and it is shown that this occurred in marine basins within various climatic zones.

There are 5 figures and 1 table. The bibliography contains 7 items.

550.422.6

The influence of humic acids on the precipitation of copper with calcium carbonates in sea water. Bondarenko G. P., Netchiporenko G. O.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This article presents the results of experiments demonstrating that the presence of humic acids in sea water greatly influences the co-precipitation of copper with carbonate sediments and the character of the sediments. A mineralogical study shows that, in the presence of humic acids, copper precipitates in the form of copper humates that are not readily soluble. Some copper co-precipitates together with monohydrocalcite. The quantitative effect of copper co-precipitation with monohydrocalcite depends on the amount of carbonate precipitate and the form of carbonate precipitation (crystals, spherulites). Copper distribution on the spherulite (microprobe research) coincides with the distribution of humic acids. At the same time, under the same conditions without humic acids, copper concentrates only in a narrow peripheral zone of the spherulite.

The humic acids present in sea water facilitate the continuous metastability of monohydrocalcite. The solids precipitated during these experiments revealed no features of replacement or transition of monohydrocalcite into aragonite, in contrast to the systems without humic acids.

There are 4 figures. The bibliography includes 15 items.

553

Experimental simulation of the metamorphism of siderite-bearing rocks. Ganeev I. G., Kotina R. P., Malinovskaya E. K.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The article deals with an experimental study of the metamorphism of siderite-bearing rocks (clayey sandstone+siderite) and the parameters of green schist—amphibole facies: $T=400-550^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}=1000$ atm. Under uncontrolled oxygen pressure conditions. The sets of mineral phases observed in the products obtained during the experiments corresponded to the mineral associations of high-ferruginous rocks and, within the temperature $500-550^{\circ}\text{C}$ range, marked a temperature boundary between the upper stage of the green schist and amphibole facies. The value of the partial oxygen pressure at $T=500^{\circ}\text{C}$ was controlled in the experiments by the reactions inside the system on the level of the «graphite buffer».

There is 1 figure and a bibliography with 2 items.

551.734.5 : 552.54 : 549.905.2 (470.51/54)

Identification of stratigraphic boundaries in the carbonate complexes from accessory minerals. Zhivkovitch A. E., Chekhovitch P. A., Kolomensky A. A.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The barren succession of dolomites and dolomitic limestones that took shape in an isolated lagoon of the Sergiysky—Yofimsky barrier reef (on the western slope of the Middle Urals) is shown to consist of three stratigraphic levels, each of which is expressed in regular triads of maxima; these are the content of three components of insoluble residues: clay minerals,

terrigenous quartz and stable minerals. Due to the regional character of the reasons for this effect, the levels of the section fixed by the triads are interpreted as mineralogical zones. The peaks of stable mineral content are identified with isochronous surfaces. It is thus shown that it is, in principle, possible to classify barren carbonate rocks on the basis of quantitative variations in their allothigene admixture mineral composition. The research methods are described. The bibliography includes 3 items.

52.14 : 552.54

On the role of the living matter in the formation of the oldest carbonate rocks. Zakroutkin V. E. — In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

On the basis of comprehensive geological data, taking account of atmospheric parameter evolution, the problem is considered of the origin of the oldest carbonate rocks. The amount of carbon acid released from the depths during the Precambrian ages of intense regional metamorphism and magmatism is shown to have been compensated for by its subsequent burial in the sediments in the form of organic substance and carbonates. On the geological time scale, the release and compensation of carbon acid can be regarded as simultaneous processes, as is reflected in the coincidence of the levels of carboniferous and carbonate formation distribution with the most important epochs of metamorphism and volcanism. It is stressed that the carbonate sedimentation in the Early Precambrian, given the increased partial CO_2 pressure in the atmosphere, became possible only once organisms with a well — functioning photosynthetic apparatus emerged.

There is 1 figure and a bibliography with 19 items.

553.412.44.076 : 551.71'732 (571.55)

Stratiform deposits of non — ferrous metals in the old carbonate formations of Zabaikalie and Pribaikalie. Alekseev D. N., Nevzorov Yu. G., Vasiliev V. G. — In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

In Zabaikalie and Pribaikalie, the carbonate formations of the Upper Proterozoic and Early Cambrian ages are associated with stratiform deposits of non — ferrous metals. Among them, the following ore — formational types have been distinguished: fluorite — lead — zinc type, lead — zinc type and copper — polymetal type. In the ore — bearing carbonate formations, poly-metallic mineralization is localized in comparatively thin horizons, within which it is confined to a certain paragenesis. The formation of such deposits is an complex and multi — stage process, including sedimentary metal accumulation and subsequent epigenetic redistribution of metals, which are most evident in the Eastern Priargounie.

There is 1 figure, two tables, and a bibliography containing 8 items.

553.64.06

The genetic bond between carbonate and phosphate sedimentation in the Precambrian. Youdin N. I. — In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This article shows that the overwhelming majority of Precambrian and Phanerozoic phosphate deposits are restricted to carbonate terrigenic — carbonate, siliceous — carbonate and terrigenic — siliceous — carbonate formations, which indicates a close genetic bond between phosphate accumulation and carbonate formation. The most typical — sections of the phosphate — bearing formations of the Early and Late Pre — Cambrian are described and the position of calcium phosphates in them shown.

The bibliography includes 12 items.

551.72 : 552.54 (470.32)

The genetic bond between phosphate — and manganese — bearing sediments with carbonate processes of the Proterozoic Kursk Magnetic Anomaly. Kazantzev V. A. — In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Manganese — bearing and phosphate — rich horizons occur in the upper part of the Oskol Series section (the Lower Proterozoic) and are confined to sediments of the carbonate — terrigenic formation (Timskaya Suite). Some mapping bore holes reveal a number of horizons up to 10.5 m in thickness and containing as much as 12 per cent P_2O_5 and 9.4 per cent MnO.

The deposits are similar in such geological — lithological features as the presence of carbonates, their essentially dolomitic composition, the close association of phosphates, phosphate — bearing and manganese — bearing rocks (hondites) with carboniferous pyritized siliceous — carbonate and siliceous sediments, as well as the shallow — water environment of phosphate and manganese — bearing facies accumulation.

The idea is put forward that the territory is promising in terms of rich hypergene phosphate and manganese ores, which are associated with the weathering crusts of the productive beds outcropping on the erosion surface of the basement. Most favourable from this point of view is the south — west of the Kursk Magnetic Anomaly, and the area of the Belgorod structure in particular.

The article contains 1 figure, 1 table and a bibliography of 6 items.

551.71 : 552.54 + 553.3/9 (571.53)

Carbonate sedimentogenesis and associated useful minerals in the Precambrian of South Pribaikalie. Vishnyakov V. N., Vasiliev E. P., Reznitzky L. Z., Nekrasova E. A. — In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

In the section of Sludyansky crystalline complex, diverse carbonate, siliceous — carbonate and limestone — silicate rocks comprise approximately 55%. The regular rhythmical — cyclic structure of both the succession as the whole, and of the carbonate horizons is established. Carbonate sedimentogenesis and successive metamorphic process are responsible for the formation of deposits and occurrences of apatites, manganese rocks, wollastonite, cement and decorative marbles, phlogopite, and lazurite.

The article contains 2 figures, 1 table and a bibliography with 14 items.

Features of primary sedimentary genesis in the Proterozoic carbonates of the Seligdar apatite deposit.

Gerasimova E. K., Matoukhin R. G., Mandrikova N. T., Kozlov V. F., Perosio G. N., Soukhoverova M. V.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The apatite—carbonate succession reveals features of obviously sedimentary origin. They include lenses of terrigenous rocks, stratiform bedding of individual horizons, relics of cryptocrystalline affinities, and abundant stylolite sutures. By electron microscope, the cryptocrystalline rocks were found to consist of primarily fragmented and stromatolite varieties. Hollow—tubular formations with a cellular structure were also found. In dolomites, $\delta^{13}\text{C}$ ranges between 3.5 and 4.2‰ and $\delta^{18}\text{O}$ between 23.4 and 24.4‰. The marbled limestones show 4.1‰ $\delta^{13}\text{C}$ and 18.7‰ $\delta^{18}\text{O}$.

The article contains 8 figures. The bibliography includes 11 items

553.32 : 552.54+552.52 (235.31)

Manganese—bearing terrigenous—carbonate formations of the Yenisei Ridge. Gribov E. M., G-orvitch E. M.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

The Riphean section of the Yenisei Ridge is divided into two types of manganese—bearing formations: the variegated terrigenous—carbonate formation and carboniferous—siliceous—terrigenous—carbonate formation. The first is distinguished by variegated colours, frequent alternation of facies with different oxidation—reduction potentials and a corresponding distribution of iron minerals, sulphide and sulphate sulphur. The rocks of this formation contain a characteristically high percentage of iron, barium and copper. The second formation is characterized by a large amount of carboniferous and siliceous substances, syngenetic sulphide mineralization and a wide spectrum of calcium, magnesia, iron and manganese carbonates.

Against a background of disseminated manganese mineralization (up to 1%), primary manganese—calcite and rhodochrosite and metamorphosed phosonite ores, are distinguished in both formation their MnO content ranging from 4 up to 11% and a 24—23% ore body content in their oxidation zone. Infiltration pyrolusite ores in the breccia zones contain as much as 37% MnO₂.

The bibliography includes 4 items.

553.682.2+551.71/72+551.351

The Rhythmicity and formational types of magnesite—bearing Precambrian successions. Smolin P. P., Kiselev V. I., Shevelev A. I.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

Magnesites localised in dolomites participate in multiorder, reduced, discontinuous, basin cyclicity with a directed increase of carbonate and magnesite from the base towards the peaks of rhythms and belong to two formational types: the metapelite—carbonate and the metabasite—volcanogene—carbonate (both with organic matter). These formations are, in turn, components of the oellite—volcanogene—evaporitic (magnesite—salt—bearing) and evaporitic (magnesite)—volcanogene—terrigenous (with successive concentration of Mg, Fe, Mn, Si) rows. Permanent global (probably climatic) zonation of magnesite distribution is identified

The article contains 6 figures, one table and a bibliography with 38 items.

551.71/72.+553.55+553.31.31.315/470.5/

On the genesis of Satkinskie magnesites and Baikal siderite in the western slope of the Southern Urals. Lazour G., Khodak Yu. A., Egortzeva N. A.—In the book: Carbonate sedimentation in the Precambrian. M.: Nauka, 1981.

This article deals with the position of siderite and magnesite bodies within the sections of terrigenous—carbonate deposits of the Bourzyan Series. The ore bodies occur in the form of sheets and lenses. Primary bedded siderites and magnesites enclosed in the matrix of essentially recrystallized ores, were observed. Attention is drawn to the secondary, superimposed character of the metasomatic replacement of the enclosing dolomites by coarse—crystalline siderite and magnesite and the intrusive relationship between diabase dikes and ore bodies. It is concluded that most of the siderite and magnesites are of primary sedimentary origin and that the ores recrystallized and were partially displaced during epigenesis.

The article contains 4 figures. The bibliography includes 11 items.

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, КАРБОНАТНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ДОКЕМБРИИ Вып. 6

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР
Редактор издательства О. А. Харнас. Художник В. В. Форсова
Художественный редактор С. А. Литвак. Технический редактор Т. А. Прусакова
Корректоры Д. Ф. Арапова, В. С. Федечкина

ИБ № 21455

Сдано в набор 13.11.80. Подписано к печати 30.03.81. Т-03081. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,25. Усл. кр. отт. 20. Уч.-изд. л. 21,7. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 5213. Цена 3 р. 80 к.

Издательство «Наука», 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

37-30 K.

3601