

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



ЭВОЛЮЦИЯ  
ОСАДОЧНОГО  
ПОРОДОБРАЗОВАНИЯ  
В ИСТОРИИ  
ЗЕМЛИ

НОВОСИБИРСК 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

2044

# ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК · 1976



УДК 549.905.1 + 551.305 + 552.52 + 553.631 + 553.632

Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Отв. редакторы А.Л.Яншин, М.А.Жарков, Ю.П.Казанский. Новосибирск, Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1976,

В сборнике изложены результаты научных исследований лабораторий Осадочных формаций и Литологии Института геологии и геофизики СО АН СССР по теме "Эволюция осадочных формаций" за 1971-1975 гг. Рассматриваются проблемы эволюции соленосных и красноцветных формаций. Анализируются особенности эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли и эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя. Освещаются закономерности строения и формирования геосинклинальных фосфоритоносных формаций и фосфатоносных кор выветривания. Приводятся новые данные по минералогии и генезису минералов группы глауконита.

Ответственные редакторы:

академик А.Л.Яншин,  
М.А.Жарков,  
Ю.П.Казанский.

Печатается по решению Секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета Института геологии и геофизики  
СО АН СССР

© Институт геологии  
и геофизики СО АН  
СССР, 1976

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В конце 50-х годов нашего столетия наступил этап всестороннего анализа геологических материалов по отдельным континентам и всему земному шару. Выполненные обобщения показали, что в геологическом прошлом могли существовать иные условия седиментации, нежели наблюдающиеся в настоящее время, что многие геологические процессы проявлялись совсем по другому и не оставались неизменными на протяжении истории Земли. Начали появляться исследования, посвященные эволюции тех или иных геологических процессов. При этом, со всей очевидностью выяснилось, что закономерности размещения месторождений минерального сырья в земной коре не могут быть поняты и использованы в практике народного хозяйства без изучения эволюции геологических условий и явлений, существовавших в различные хронологические интервалы земной истории и в отдельные геологические эпохи. Эта работа имеет огромное значение как для выработки правильных теоретических представлений об истории развития Земли, так и для прогноза поисков полезных ископаемых.

Исследования в этом направлении были начаты в лабораториях Осадочных формаций и Литологии Института геологии и геофизики СО АН СССР в 1971 году. Они были сконцентрированы над решением темы "Эволюция осадочных формаций" и проводились под научным руководством академика А.Л.Яншина. Основное внимание уделялось следующим конкретным вопросам: 1. эволюции галогенных формаций, 2. эволюции красноцветных формаций, 3. эволюции геосинклинальных фосфоритоносных формаций, 4. фосфоритоносным корам выветривания, их минералогической и геохимической характеристике, 5. глаукониту, как индикатору эволюции солености мирового океана и условиям возникновения глауконитовых формаций в истории Земли, 6. особенностям осадконакопления в позднем докембрии и венде (на примере Сибирской платформы).

Настоящий сборник освещает основные результаты этих исследований. Более полные данные о выполненных работах можно найти в многочисленных публикациях, список которых приведен в литературе. В этих же публикациях приведен исчерпывающий перечень библиографии по рассматриваемым вопросам и поэтому ссылки на них в статьях сборника не приводятся. Необходимо отметить, что авторы

сборника выполняли свои исследования в содружестве с сотрудниками как Института геологии и геофизики СО АН СССР, так и различных научных, учебных и производственных организаций. Ряд крупных обобщений был выполнен совместно и опубликован в коллективных статьях и монографиях, которые также указаны в списке литературы. Авторы глубоко признательны своим товарищам по работе и всем специалистам, оказавшим помощь как в сборе фактического материала, так и своими консультациями и советами.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

### Введение.

Проблема эволюции галогенеза в истории формирования земной коры издавна привлекала внимание исследователей. Уже давно выяснено, что древние соленосные отложения значительно отличаются от современных как по особенностям своего строения и состава, так и по закономерностям пространственного размещения. Их формирование происходило в существенно иных условиях, нежели оно осуществляется в настоящее время. Многие древние солеродные бассейны были огромными соляными морями, аналогов которых нет в современную эпоху. В таких морях иными могли быть не только палеогеографические и палеотектонические условия осаждения солей, но и физико-химические особенности их формирования. Значительно могли отличаться и закономерности пространственного размещения в древних солеродных бассейнах многих полезных ископаемых, связанных с соленосными сериями, в первую очередь, калийных солей, гипсов, ангидритов и т.д. Вполне очевидно поэтому, что выяснение эволюции соленакпления имеет большое научное и немаловажное практическое значение для правильного прогнозирования целого ряда осадочных полезных ископаемых и познания условий их образования.

Исследования в этом направлении проводятся в Лаборатории осадочных формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР уже на протяжении более 10 лет. Основной их целью является сравнительно-формационное изучение разновозрастных соленосных толщ, типизация соленосных формаций и на этой основе выяснение эволюции соленакпления.

На первом этапе исследований главное внимание уделялось палеозойским соленосным отложениям. Были изучены все регионы палеозойского соленакпления на территории Советского Союза (соляные толщи кембрия и девона Восточной Сибири, девона Тувы и Русской платформы, перми Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин, Предуральяского прогиба и Чу-Сарьсуйской впадины), а также обобщён и систематизирован материал по солеродным бассейнам палеозоя

зарубежных стран. В результате удалось установить количество палеозойских бассейнов соленакпления на Земле, наметить количество сформировавшихся в их пределах соленосных толщ, изучить типы пород и особенности их соотношения друг с другом, выяснить стратиграфическое положение соляных толщ и решить вопрос об этапности соленакпления в палеозое, а также реконструировать палеогеографические и палеотектонические условия формирования соленосных отложений в палеозойскую эпоху. На основе этих материалов представлялось возможным наметить эволюцию соленакпления в палеозойской истории и выявить ряд важных закономерностей в размещении среди соленосных серий осадочных полезных ископаемых. Основные результаты этих исследований изложены в первых трёх статьях настоящей работы "Эволюция палеозойского соленакпления" (написана М.А.Жарковым), "Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии" (написана Т.М.Жарковой) и "Пермское соленакпление в Евразии" (написана Г.А.Мерзляковым).

Кроме этих исследований проводились также работы по изучению неогеновых соленосных отложений, широко развитых на юге Советского Союза. Эти отложения очень сильно различаются между собой по вещественному составу, условиям залегания, строению и образованию. Среди них известны все разновидности соляных толщ, начиная от морских и кончая континентальными. Важно было выяснить закономерности их пространственного размещения и понять специфику неогенового соленакпления. Эта работа проводилась В.В.Благовидовым, которым написана статья "Особенности неогенового соленакпления на территории СССР".

## 1.

На основе обобщения имеющихся данных о пространственном и возрастном размещении соленосных отложений выяснено, что в настоящее время на разных континентах Земли можно выделить 82 палеозойских соленосных толщи, формирование которых происходило в пределах 28 или 29 солеродных бассейнов. Эти толщи и бассейны перечислены в табл.1.

Подавляющее количество палеозойских солеродных бассейнов

(24 из 29) расположено в северном полушарии Земли. Из них 12 находится в Евразии и 12 - в Северной Америке. В южном полушарии в настоящее время установлено 5 солеродных бассейнов: 3 - в Австралии и 2 - в Южной Америке.

Только на двух континентах - Евразии и Северной Америки периодически на протяжении всего палеозоя возникали условия для накопления соленосных отложений. Несмотря на это, история соленакопления на них существенно различалась. Евразиатский континент по особенностям размещения палеозойских солеродных бассейнов подразделяется на три части: северо-восточную - Восточно-Сибирскую, юго-западную - Малоазиатскую и западную - Европейскую. Восточно-Сибирская часть материка являлась областью соленакопления только в раннем и среднем палеозое. За это время фиксируется смещение зон эвапоритового осадкообразования в направлении от юго-западных районов Сибирской платформы к её северным и северо-восточным областям. После девона (возможно, раннего карбона) на северо-востоке Азии соленосные серии не накапливались. Территория Малой Азии, расположенная южнее Альпийско-Гималайской складчатой области, отличается тем, что соленакопление здесь происходило только в раннем палеозое. На Европейской части континента формирование соленосных отложений началось со среднего девона и продолжалось вплоть до конца перми. Северная Америка является единственным континентом, для которого в истории палеозоя намечается единая закономерность, выражающаяся в последовательном смещении солеродных бассейнов и зон соленакопления со временем во все более южные участки континента. В Южной Америке, как можно судить по имеющимся материалам, соленакопление началось, по-видимому, с каменноугольного периода. Австралия являлась регионом соленакопления в кембрии и девоне. В целом, как видно, история соленакопления на каждом из континентов была весьма своеобразной и какой-либо единой закономерности в перемещении зон соленакопления для материков как южного, так и северного полушарий Земли не устанавливается.

## 2.

В палеозойской истории Земли чётко выделяются такие этапы, во время которых почти непрерывно в каком-либо районе Земли происходило накопление соленосных отложений. Эти этапы соленакопления



ния чередовались либо с "бессоленосными" этапами, либо с "эпизодически соленосными", когда осаждение каменной соли вообще не происходило, либо она накапливалась в единичных бассейнах. В настоящее время представляется возможным подразделить историю палеозойского соленакпления на десять этапов: 1) кембрийский соленосный, когда на Земле на протяжении почти 115-120 млн. лет всегда происходило соленакпление; 2) ордовикско-силурийский, охватывающий ордовикский период, а также ландоверийский, венлокский и лудловский века силура (продолжительность 80-85 млн. лет), который был "бессоленосным"; 3) пржедольский или позднесилурийский эпизодически соленосный, т.к. присутствие соляных толщ этого возраста отмечается только в одном бассейне Земли; 4) раннедевонский бессоленосный, протяжённостью около 20-25 млн. лет; 5) среднедевонско-раннекаменноугольный соленосный, охватывающий время от эйфельского века среднего девона до визейского века раннего карбона включительно (почти 55 млн. лет), когда соленосные отложения всегда осаждались в каком-либо бассейне; 6) намюрско-башкирский "бессоленосный" (15-20 млн. лет); 7) московский эпизодически соленосный (около 10 млн. лет); 8) гжельский "бессоленосный" (также около 10 млн. лет); 9) оренбургско-ассельский эпизодически соленосный (15-17 млн. лет); 10) пермский соленосный, начавшийся в сакмарском веке и закончившийся, по-видимому, в конце палеозоя и имевший продолжительность 35-40 млн. лет.

Таким образом, для всей Земли намечаются три соленосных этапа: кембрийский, среднедевонско-раннекаменноугольный и пермский, четыре "бессоленосных" этапа: ордовикско-силурийский, раннедевонский, намюрско-башкирский и гжельский, три эпизодически соленосных этапа: пржедольский (позднесилурийский), московский и оренбургско-ассельский.

Рассматривая же в целом историю палеозойского соленакпления, можно заметить, что она подразделяется на три почти равные по времени крупные эпохи: раннепалеозойскую, отвечающую кембрийскому периоду, когда на протяжении 115-120 млн. лет всегда в каком-либо регионе Земли происходило соленакпление; среднепалеозойскую, охватывающую ордовик, силур и ранний девон, продолжительность 110-115 млн. лет, во время которой формирование соленосных отложений либо не происходило, либо было эпизодическим; позднепалеозойскую, объединяющую время от эйфельского века

среднего девона до конца палеозоя (130–140 млн. лет), когда вновь на Земле постоянно шло соленакопление, лишь иногда кратковременно прерываясь в каменноугольном периоде.

Следует подчеркнуть, что намеченная для всей Земли этапность палеозойского соленакопления, по существу, основана на закономерностях возрастной приуроченности соленосных толщ преимущественно по двум континентам: Евразии и Северной Америки, т.к. на них развито подавляющее количество обнаруженных в настоящее время палеозойских соленосных серий. Однако выясняется, что на ряде континентов Земли существовала близкая этапность истории палеозойского соленакопления. Некоторые из этапов прослеживаются либо повсеместно, либо на большинстве континентов, что позволяет считать их всеобщими для палеозойской истории соленакопления Земли в целом. Такими являются: кембрийский соленосный этап, зафиксированный в Евразии, Северной Америке и Австралии и намечающийся в Южной Америке; ордовикско-силурийский этап, являющийся "бессоленосным" для всех континентов; пермский соленосный этап, проявившийся в Евразии, Северной Америке и, возможно, в Южной Америке. Достаточно четко для всей Земли фиксируется среднедевонский рубеж соленакопления, отмечающийся как в Евразии и в Северной Америке, так и в Австралии.

### 3.

Этапы соленакопления в палеозое различались между собой по интенсивности солеобразования, что выясняется из сравнения объемов накопившихся солей, а также площадей распространения каменной соли в отдельных бассейнах и на континентах.

По размерам площадей распространения каменной соли все палеозойские солеродные бассейны подразделяются на четыре группы: 1) грандиозные с площадью соленакопления более 1 млн. км<sup>2</sup>; 2) крупные, площадь соленакопления в которых составляла сотни тысяч км<sup>2</sup>; 3) средние с площадью накопления солей в десятки тысяч км<sup>2</sup>; 4) мелкие, в пределах которых соленосная зона не превышает 10 тыс. км<sup>2</sup>. Многие палеозойские солеродные бассейны были огромными соляными морями и соленакопление в них происходило почти на половине или даже большей части площади всего седиментационного бассейна. Такими являлись бассейны Восточно-Сибирский, Ирано-Пакистанский, Маккензи, Мичигано-Преаппалачский, Западно-Канадский, Амазон-

ский, Мидконтинента, Западно-Европейский, Восточно-Европейский. Аналогов подобных солеродных морей в современную эпоху не существует.

Наиболее значительные солеродные моря существовали лишь в отдельные периоды палеозоя. Такими являлись: кембрийский период, когда осаждение солей во всех бассейнах, несмотря на их значительные размеры, происходило на 40-50% площадей, а сами площади распространения каменной соли были грандиозными или крупными, и пермский, во время которого площади соленакопления были преимущественно крупными и нередко занимали от 35 до 70 % территории седиментационного бассейна. Именно к кембрийскому и пермскому периодам приурочены все бассейны с грандиозной площадью соленакопления и более половины бассейнов с крупными соленосными зонами. В девонских и каменноугольных эпиконтинентальных бассейнах соленакопление шло на ограниченной территории, не превышающей 10-20% их площади.

Как по суммарной площади распространения каменной соли, так и по масштабам соленакопления в палеозое чётко выделяются раннекембрийская эпоха и кунгурский век ранней перми. В раннем кембрии соленосные отложения в целом были развиты на площади более  $3,8-4,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ . В Евразии каменная соль накапливалась почти на 7,5 % территории этого континента, а в Австралии - не менее чем на 4 %. Столь огромные по охвату континентов площади соленакопления не наблюдаются ни в одну из последующих эпох палеозоя. Даже в кунгурском веке каменная соль осаждалась на 2,7% территории Евразии и на 2,5% территории Северной Америки, а вся площадь развития солей достигала  $8,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ . Во все же остальные века палеозоя соленосные отложения занимали на континентах обычно менее 1%, очень редко 1-2 % их площади.

Палеозойские солеродные бассейны значительно различаются между собой по объёмам накопившейся в них каменной соли. Основная масса каменной соли в палеозое сформировалась в ограниченном числе солеродных бассейнов, по-существу, в трёх: двух кембрийских - Восточно-Сибирском и Ирано-Пакистанском, и в одном пермском - Восточно-Европейском. В них сконцентрировано немногим менее 80 % объёма всей палеозойской соли. Если учесть, что в кембрии и перми существовали такие крупные бассейны как Западно-Европейский, Маккензи, и Мидконтинента, то можно заключить, что

кембрийские и пермские солеродные бассейны по объёмам соленакпления были самыми значительными в палеозое.

Общий объём каменной соли, накопившейся за палеозойскую эру, оценивается равным  $2,8 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Этот объём по периодам распределяется следующим образом: кембрийский —  $1,285 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ , силурийский  $2,6 \cdot 10^4 \text{ км}^3$ , девонский —  $1,5 \cdot 10^5 \text{ км}^3$ , каменноугольный —  $4,1 \cdot 10^4 \text{ км}^3$ , пермский —  $1,23 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . Основная масса каменной соли в палеозое накопилась в две эпохи: раннекембрийскую, когда образовалось почти 41,1 % всего объёма солей, и кунгурскую, когда осадилось около 36,4 %. В эти две эпохи сформировалось 77,5% объёма солей палеозоя. Все остальные отделы и века палеозоя по объёмам своего соленакпления далеко уступают раннекембрийскому и кунгурскому и ни один из них по объёмным показателям не может считаться эпохой интенсивного соленакпления. В палеозое чётко выделяется кунгурский век ранней перми, когда происходило исключительно быстрое соленакпление огромных масс каменной соли.

Но даже в солёные этапы истории палеозоя масса каменной соли не распределялась равномерно по всем континентам, а концентрировалась преимущественно на одном из них, в пределах ограниченного числа солеродных бассейнов, которые являлись основными регионами формирования солёных серий. Эти бассейны для своего времени являлись своеобразными центрами соленакпления. Наиболее грандиозные центры существовали в раннем кембрии и кунгурском веке ранней перми.

#### 4.

В истории палеозоя отчётливо устанавливается эволюция палеогеографических условий соленакпления. За время от кембрия до перми произошла смена одного типа солеродных бассейнов другими и изменились их связи с морями и океанами нормальной солёности

Огромные кембрийские бассейны соленакпления были преимущественно крайними морями. Они отделялись от океана сравнительно узкими, но протяжёнными системами островов. Такие солеродные бассейны и по своим размерам, и по пространственному положению были сходны с современными крайними морями Тихого океана, такими как Берингово, Охотское, Южно-Китайское и др. Эти бассейны были настоящими морями не только по размерам, но и потому, что они для

тельное время были широко связаны с открытым океаном, отделяясь от него только в кратковременные периоды соленакопления.

Начиная с силурийского периода, а особенно широко с эйфельского века среднего девона, солеродные бассейны стали занимать иное палеогеографическое положение. Они располагались, хотя и в периферийных зонах, но уже внутри континентов и были типичными внутренними водоёмами. Крайних соляных морей в среднем и позднем палеозое не существовало. Связи между солеродными бассейнами позднего силура и девона и океаном сохранились достаточно широкие через систему морских бассейнов нормальной солёности.

Ещё дальше в глубине континентов стали располагаться пермские солеродные бассейны, которые в своём большинстве были уже типичными внутренними морями Средиземноморского и Черноморского типа. С океанами эти моря соединялись узкими проливами. Значительное влияние на соленакопление в этих морях оказывали континентальные пресные воды.

Во второй половине палеозоя — в каменноугольное и пермское время, наряду с морскими солеродными бассейнами, появляются континентальные. Типичным примером последних является Чу-Сарысуйский бассейн, располагавшийся целиком внутри континента. Формирование соленосных отложений в нём происходило за счёт вод континентального происхождения.

Фиксируемые изменения в палеогеографическом положении и типах солеродных бассейнов зависели от тех преобразований, которые приводили к различному размещению на Земле континентов, океанов и морей. В кембрийском периоде существовали только три сравнительно крупных континента: Гондвана, Америка и Фенноскандия. Остальные области суши были гораздо меньших размеров. Огромные пространства Земли были заняты океанами, а большая часть континентов — морями. Между океанами и морскими бассейнами существовали широкие связи. Солеродные бассейны кембрийского периода при таких условиях могли быть преимущественно крайними морями, очень крупными по своим размерам. В конце силура, а наиболее отчётливо в девоне, размеры континентов значительно увеличились. Общая площадь суши была гораздо большей, чем в кембрии. Эти преобразования, возможно, и привели к тому, что области соленакопления стали располагаться в более внутренних участках континентов. В каменноугольном и пермском периодах, когда возник огромный кон-

тинент Пангея и суши стала значительная часть Азии, условия для соленакопления существенно изменились. Солеродные бассейны закладывались в глубине суши, внутри континентов. Ограничились их связи с открытым океаном. В солеродные бассейны начали в большом количестве поступать пресные воды с областей сноса. Таким образом, общие палеогеографические преобразования на Земле, произошедшие в течение палеозоя, привели к качественным изменениям палеогеографических обстановок соленакопления, что должно было отразиться также и на вещественном составе соленосных отложений.

## 5.

Анализ материалов о палеоклиматической зональности эвапоритовой седиментации в палеозое показывает, что наиболее обоснованная картина палеоклиматического положения палеозойских солеродных бассейнов получается при построениях с учётом перемещения континентов и данных палеомагнитных исследований. Главный вывод, который можно сделать из таких построений, сводится к тому, что аридные и гумидные зоны в палеозое могли занимать принципиально иное положение относительно экватора, нежели в современное время, в зависимости от конфигурации, размеров и положения древних континентов, океанов и морей, направления течений и зональной циркуляции атмосферы.

В пермском периоде, когда существовал огромный континент Пангея, центральная часть которого находилась на экваторе, аридный климатический пояс располагался в приэкваториальных районах. Области жаркого сухого климата занимали, по номенклатуре теперешних климатических зон, не только тропический, но и экваториальный и субэкваториальные пояса. Тем самым выясняется, что в пермском периоде могло не существовать двух поясов аридного климата, как сейчас, а только один пояс аридного климата и, следовательно, только один пояс эвапоритовой седиментации.

Для девонского периода климатическая зональность также получается иной, нежели в настоящую эпоху. Аридные области оказываются находящимися в девоне вблизи экватора. Это позволяет, хотя и приближительно, и для девонского периода наметить лишь один пояс эвапоритового осадконакопления.

Для раннего кембрия наметить палеоклиматическую зональность в настоящее время не представляется возможным. Вполне вероятно,

что аридных поясов в кембрии могло не быть вообще, а галогенная седиментация, возможно, была приурочена к изолированным зонам сухого климата, располагавшимся на разных континентах.

## 6.

Тектонические условия соленакпления в истории палеозоя изменялись направленно в зависимости от эволюции тектонических процессов и общих преобразований структуры Земли.

На протяжении палеозоя наиболее благоприятными для формирования солеродных бассейнов являлись древние платформы. В первой половине палеозоя (от кембрия до силура включительно) они были единственными тектоническими элементами, в пределах которых накапливались соленосные серии.

Существенно изменилось палеотектоническое размещение солеродных бассейнов в девоне. После возникновения складчатых сооружений каледонид, некоторые из образовавшихся областей суши стали новыми регионами соленакпления. Однако специфические особенности каледонид привели к возникновению очень своеобразных в тектоническом отношении солеродных бассейнов. Характерным для каледонид является развитие особого рода унаследованных прогибов и наложенных впадин, которые представляли собой специфические структурные образования, не повторяющиеся в другие эпохи развития земной коры. Подобные структурные элементы каледонид в течение среднего и верхнего палеозоя нередко являлись благоприятными для образования солеродных бассейнов. Эти бассейны соленакпления могут быть названы метагеосинклинальными. В девонском периоде, кроме того, значительно изменились палеотектонические условия соленакпления и на платформах. Солеродные зоны стали тяготеть здесь к грабенообразным прогибам.

Эволюция тектонических процессов в палеозое выразилась ещё и в том, что межгорные впадины и краевые прогибы появились только в карбоне в связи с образованием герцинских складчатых систем. Возникновение в карбоне межгорных впадин в зонах эпигеосинклинального орогенеза способствовало образованию принципиально нового в тектоническом отношении межгорно-впадинного типа солеродных бассейнов, которых не существовало в предыдущие периоды палеозоя. В карбоне впервые возникли также бассейны соленакпления в эпиплатформенных орогенных областях.

В конце палеозоя на герцинидах и каледонидах начал формироваться осадочный чехол. Появились новые крупные тектонические элементы — молодые платформы. Некоторые из них стали благоприятными для образования солеродных бассейнов. В пермском периоде существенно обновились также палеотектонические условия соленакопления на древних платформах. Солеродные зоны здесь стали располагаться в краевых прогибах и в окраинных синеклизах.

Таким образом, выясняется, что в течение палеозоя происходила эволюция палеотектонических условий соленакопления. В связи с общими тектоническими преобразованиями областями солеобразования становились новые структурные элементы Земли. В девоне солеродные бассейны появились в наложенных и унаследованных впадинах, в карбоне — в прогибах эпиплатформенных орогенных областей и в межгорных впадинах эпигеосинклинального орогенеза, в перми — на молодых платформах и в краевых прогибах.

## 7.

Все известные в настоящее время палеозойские соленосные толщ по составу присутствующих в них соляных минералов и пород подразделяются на три типа: 1) хлоридные, 2) калийно-сульфатные, 3) натриево-сульфатные.

Среди 82 палеозойских соленосных толщ насчитывается: 68-хлоридных, 2 —хлоридных с небольшим содержанием калийно-сульфатных пород (или соляных пород, обогащённых калийно-сульфатными минералами), 8-калийно-сульфатных и 4 —натриево-сульфатных. По существу, почти 70 толщ, или свыше 85 % всего количества палеозойских соленосных серий относится к хлоридному типу. Объём хлоридных толщ достигает более  $1,72 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  или 61,4 % общего количества палеозойских солей. Объём калийно-сульфатных толщ составляет  $1,07 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  (38,2 %), а натриево-сульфатных —  $5,81 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (0,4 %). Из этих данных вытекает, что в палеозое преобладало хлоридное соленакопление.

В возрастном размещении типов соляных толщ наблюдается чёткая закономерность, заключающаяся в следующем. Только хлоридные соленосные отложения накапливались в кембрии, силуре и девоне. Первые значительные количества калийно-сульфатных солей осаждались в перми. Они одновременно появились на различных континентах. Натриево-сульфатный, или континентальный, тип соленосных

толщ фиксируется, начиная с каменноугольного периода, также на различных континентах.

В истории палеозойского соленакпления, таким образом, хорошо намечаются эпохи, когда происходило преимущественное накопление того или иного типа соленосных толщ. Первая эпоха охватывает ранний и средний палеозой до карбона включительно. В это время почти во всех солеродных бассейнах формировались хлоридные соленосные отложения. К ранне-среднепалеозойской эпохе приурочено 90,7 % общего количества палеозойских хлоридных соляных толщ. Вторая эпоха — позднепалеозойская или, точнее, пермская, характеризовалась преимущественно калийно-сульфатным типом соленакпления. Весь объём таких толщ приурочен именно к пермским отложениям. Их масса составляет 85 % пермских солей. Начиная с каменноугольного периода, т.е. фактически с конца первой эпохи, появляются континентальные солеродные бассейны, в которых накапливались натриево-сульфатные соляные толщи. Направленность изменения вещественного состава соленосных толщ в палеозое контролировалась охарактеризованной выше эволюцией палеогеографических и палеотектонических условий соленакпления.

## 8.

На основании установленных особенностей эволюции палеозойского соленакпления можно сделать следующие основные выводы о закономерностях возрастного и пространственного размещения залежей калийных солей и перспективах их поисков в палеозойских солеродных бассейнах.

а) Учитывая эволюцию вещественного состава соленосных отложений, поиски месторождений калийных солей калийно-сульфатного типа следует производить среди соляных толщ не древнее пермского возраста. В более древних (каменноугольных, девонских, силурийских и кембрийских) соленосных сериях могут быть обнаружены месторождения калийных солей только хлоридного типа (т.е. сильвиновые и карналитовые).

б) Наиболее перспективными для поисков сульфатных калийных солей являются внутриконтинентальные морские солеродные бассейны, а в их пределах — конседиментационные впадины, располагавшиеся вблизи областей суши и удалённые от открытого моря нормальной солёности. Перспективность этих участков солеродных бассейнов

определяется, в первую очередь, тем, что формирование сульфатных калийных солей, по-видимому, происходило под влиянием притока в морской солеродный бассейн значительных масс континентальных вод.

в) Мощные залежи калийных солей хлоридного типа известны в настоящее время, начиная только со среднедевонских соленосных отложений. Видимо, девонские и более молодые солеродные бассейны были особенно благоприятны для образования крупных скоплений сильвиновых и карналлитовых отложений. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что большинство хлоридных калийных залежей девонского возраста приурочено к внутренним большим солеродным бассейнам, отграниченным от морей нормальной солености промежуточными бассейнами архипелагового типа. Накопление калийных солей в них происходило в наиболее удаленных от области питания зонах, расположенных, как правило, в интенсивно погружавшихся структурах: грабенообразных прогибах или депрессионных участках синеклиз. Эти зоны были отделены от открытого моря также широкими областями сульфатного осадконакопления и рифогенными барьерами. В каменноугольный и пермский периоды областями калийного соленакпления хлоридного типа стали межгорные впадины и краевые прогибы. Но и в эти периоды калийные залежи продолжали формироваться в наиболее интенсивно погружающихся участках перечисленных структур. Подобные конседиментационные структуры - первоочередные объекты для поисков хлоридных калийных солей в палеозойских солеродных бассейнах.

г) Имеющиеся в настоящее время данные поисковых работ на калийные соли в Восточной Сибири показывают, что в кембрийскую эпоху здесь также существовали благоприятные условия для осаждения калийных солей хлоридного типа. Поисковые работы не только доказали принципиальную возможность образования калийных солей, но и предоставили материалы, которые позволяют высказать вполне уверенное предположение о возможности обнаружения на Сибирской платформе калийных залежей значительной мощности. Первоочередной задачей дальнейших поисков является обнаружение конседиментационных прогибов, в пределах которых могли бы формироваться крупные месторождения калийных солей.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ПОРОД КЕМБРИЙСКИХ И  
ДЕВОНСКИХ СОЛЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЕВРАЗИИ

При изучении кембрийских и девонских соленых отложений Сибирской и Русской платформ было выявлено большое количество разновидностей пород как по вещественному составу, так и по структурным особенностям. Для того, чтобы проводить их сравнительный анализ с целью выяснения эволюции породообразования была разработана классификация пород. Подразделение пород по вещественному составу приводится в табл. I.

Все породы прежде всего делятся по вещественно-генетическим признакам и по количественному содержанию на три группы: основные, второстепенные и акцессорные. Преобладающая масса основных пород (т.е. более половины их состава) сложена минералами трёх классов: карбонатов, сульфатов и галогенидов (подкласс хлоридов), которые возникли за счёт солей, растворённых в морской воде, и, следовательно, являются в широком смысле хемогенным компонентом соленых отложений. Во второстепенных породах главный компонент — это терригенный материал, в основном алюмосиликатный и кремнистый, который обязан своим происхождением привносу с суши. Основные и второстепенные породы представляют собой непрерывный ряд с различным содержанием хемогенного и терригенного компонентов, однако в каждой группе резко доминируют крайние члены ряда, т.е. такие породы, где главный компонент значительно преобладает над второстепенным. К группе акцессорных относятся породы, которые по своему вещественному составу и генезису не принадлежат ни основным, ни второстепенным. Они сложены минералами класса окислов (свободным кремнезёмом), боратов и фосфатов.

Группа основных пород подразделяется на классы в зависимости от того, к какому или каким классам относятся хемогенные породообразующие минералы (т.е. содержащиеся в количестве более 5% от суммы всех хемогенных минералов). Различаются простые классы пород: карбонатные, сульфатные, и хлоридные, сложные минералами какого-либо одного класса, и смешанные: карбонатно-сульфатные, карбонатно-хлоридные, сульфатно-хлоридные и карбонатно-сульфатно-хлоридные, в которых в качестве породообразующих входят минералы разных классов. Наименование классов пород соответствует названиям классов минералов, но в смешанных классах не отражает

Таблица I

Общая схема классификации и номенклатура пород соленосных отложений кембрия и девона

Группы	Классы	Подклассы	Типы
О с н о в н ы е	Карбонатные	Кальцитового состава Доломитового состава Доломит-кальцитового состава	Кальцитовые (известковые) Доломитовые Доломит-кальцитовые Кальцит-доломитовые
	Сульфатные	Ангидритового состава Гипсового состава Гипс-ангидритового состава	Ангидритовые Гипсовые Гипс-ангидритовые Ангидрит-гипсовые
	Хлоридные	Галитового состава Сильвинового состава Карналлитового состава Сильвин-галитового состава Карналлит-галитового состава Карналлит-сильвин-галитового состава	Галитовые Сильвиновые Карналлитовые Сильвин-галитовые Галит-сильвиновые Карналлит-галитовые Галит-карналлитовые Карналлит-сильвин-галитовые Сильвин-карналлит-галитовые Карналлит-галит-сильвиновые Галит-карналлит-сильвиновые Сильвин-галит-карналлитовые Галит-сильвин-карналлитовые
	Карбонатно-сульфатные	Ангидрит-кальцитового состава Ангидрит-доломитового состава Гипс-доломитового состава Гипс-кальцитового состава	Ангидрит-кальцитовые Кальцит-ангидритовые Ангидрит-доломитовые Доломит-ангидритовые Гипс-доломитовые Доломит-гипсовые Кальцит-гипсовые Гипс-кальцитовые

Продолжение табл. I

1	2	3	4
О с н о в н ы е	К а р б о н а т н о - с у л ф а т н ы е	Ангидрит-доломит-кальци- тового состава	Ангидрит-доломит-кальцитовые Доломит-ангидрит-кальцитовые Кальцит-ангидрит-доломитовые Ангидрит-кальцит-доломитовые Кальцит-доломит-ангидритовые Доломит-кальцит-ангидритовые
		Гипс-доломит-кальци- тового состава	Гипс-доломит-кальцитовые Доломит-гипс-кальцитовые Кальцит-гипс-доломитовые Гипс-кальцит-доломитовые Кальцит-доломит-гипсовые Доломит-кальцит-гипсовые
		Гипс-ангидрит-кальци- тового состава	Гипс-ангидрит-кальцитовые Ангидрит-гипс-кальцитовые Кальцит-гипс-ангидритовые Гипс-кальцит-ангидритовые Ангидрит-кальцит-гипсовые Кальцит-ангидрит-гипсовые
		Гипс-ангидрит-доломи- тового состава	Гипс-ангидрит-доломитовые Ангидрит-гипс-доломитовые Доломит-гипс-ангидритовые Гипс-доломит-ангидритовые Доломит-ангидрит-гипсовые Ангидрит-доломит-гипсовые
		Гипс-ангидрит-доломит- кальцитового состава	Гипс-ангидрит-доломит-каль- цитовые, гипс-ангидрит-каль- цит-доломитовые и т.д.; в названии типов минералы пе- речисляются в порядке воз- растания их количественно- го содержания.
	Сульфат-карбонатно-хлоридные	Галит-доломитового состава	Галит-доломитовые Доломит-галитовые
Сульфат-ангидритные	Галит-ангидритового состава	Галит-ангидритовые Ангидрит-галитовые	

I	2	3	4
Основные	Карбонатно-сульфатно-хлоридные	Галит-ангидрит-доломитового состава	Галит-ангидрит-доломитовые Ангидрит-галит-доломитовые Доломит-галит-ангидритовые Галит-доломит-ангидритовые Доломит-ангидрит-галитовые Ангидрит-доломит-галитовые
	Второстепенные	Глинистые (глины, аргиллиты)	Собственно-глинистые Обломочно-глинистые  Хемогенно-обломочно-глинистые  Хемогенно-глинистые
Алевритовые (алевролиты)		Глинисто-алевритовые  Хемогенно-глинисто-алевритовые	Алевролиты с глинистым цементом  Алевролиты песчаные и песчанистые с глинистым цементом  Алевролиты с хемогенно-глинистым цементом.  Алевролиты песчанистые и песчаные с хемогенно-глинистым цементом

Продолжение табл. I

I	2	3	4	
В т о р о с т е н н ы е	Алевритовые (алевролиты)	Хемогенно-алевроитовые	Алевролиты с хемогенным цементом	
		Кварц-(полевошпат-, железисто- или пирит-) алевритовые	Алевролиты песчанистые и песчаные с хемогенным цементом Алевролиты с кварцевым или полевошпатовым регенерационным цементом, железистым или пиритовым	
			Алевролиты песчанистые и песчаные с кварцевым или полевошпатовым регенерационным цементом, железистым или пиритовым.	
		Песчаные (песчаники)	Глинисто-песчаные	Песчаники с глинистым цементом
	Хемогенно-глинисто-песчаные		Песчаники алевролитистые и алевроитовые с глинистым цементом.	
			Хемогенно-глинисто-песчаные	Песчаники с хемогенно-глинистым цементом.
			Хемогенно-песчаные	Песчаники алевролитистые и алевроитовые с хемогенно-глинистым цементом.
			Хемогенно-песчаные	Песчаники с хемогенным цементом.
			Кварц-(полевошпат-, железисто- или пирит-) песчаные	Песчаники алевролитистые и алевроитовые с хемогенным цементом
			Кварц-(полевошпат-, железисто- или пирит-) песчаные	Песчаники с кварцевым или полевошпатовым регенерационным цементом, железистым или пиритовым.
			Песчаники алевролитистые и алевроитовые с кварцевым или полевошпатовым регенерационным цементом, железистым или пиритовым	

Продолжение табл. I

I	2	3	4
Второстепенные	Грубообломочные (гравийные)	Хемогенно-гравийные	Гравелиты песчанистые и песчаные с карбонатным и железисто-карбонатным цементом.
	Смешанные	Глинисто-алеврит-песчаные	Глинисто-алеврит-песчаные Алеврит-глинисто-песчаные Глинисто-песчано-алевритовые Песчано-глинисто-алевритовые Песчано-алеврит-глинистые Алеврит-песчано-глинистые
		Хемогенно-глинисто-алеврит-песчаные	Те же породы с хемогенными минералами
Акцессорные	Кремнистые		
	Боратовые		
	Фосфатные		

их количественные отношения.

В каждом классе по минеральному составу пород выделяются подклассы и типы. Различаются моно-, ди-, три- и полиминеральные подклассы и типы. Подкласс объединяет все породы, которые сложены одними и теми же хомогенными минералами с содержанием более 5 % (терригенный компонент не учитывается). Минеральный состав подкласса отражается в названии, причём если породы сложены более, чем одним минералом, они все перечисляются в названии, но без какого-либо учёта их содержания (например, "породы гипс-ангидрит-доломитового состава"). Выделение типов основано уже на относительном содержании минералов в породах, что и показывается названием. Оно составляется из слова "породы" (во множественном числе) и прилагательного от наименования породообразующих минералов (минерала). В ди-, три- и полиминеральных типах минералы перечисляются в порядке возрастания их количественного содержания (например, "кальцит-доломит-ангидритовые или ангидрит-доломит-кальцитовые породы").

Типы пород подразделяются на подтипы и разновидности, учитывающие количественное содержание всех хомогенных минералов относительно их суммы, а также терригенный (глинистый, алевритовый, песчаный) материал. Кроме того, среди минеральных типов различаются структурные типы и разновидности.

В группе в т о р о с т е п е н н ы х пород выделяются пять классов по гранулометрическому составу терригенного компонента: глинистые породы (все породы с содержанием глинистой фракции более 50 %), алевритовые (с содержанием алевритовой фракции более 50 %), песчаные (с содержанием песчаной фракции более 50 %), грубообломочные, или гравийные (с содержанием гравийной фракции более 50 %) и смешанные (с содержанием любой фракции менее 50 %). Породы классов подразделяются на подклассы. Среди глинистых пород подклассы различаются по наличию обломочного (условное название алевритовой и песчаной фракций) и (или) хомогенного материала, среди алевритовых, песчаных и гравийных - по составу цемента (глинистого, хомогенного или пр.), среди смешанных - по гранулометрическому составу и по наличию хомогенных минералов.

В каждом из подклассов различаются типы пород. Среди глинистых они выделяются по присутствию алевритовой или (и) песчаной фракций и по составу хомогенного материала (на уровне клас-

сов минералов). Типы алевритовых, песчаных и гравийных пород различаются наличием в алевритовых породах песчаной фракции, в песчаных — алевритовой или гравийной, в гравийных — песчаной. В смешанных породах типы объединяют породы сходного гранулометрического состава.

Все типы второстепенных пород включают в свой состав подтипы и разновидности, выделяемые по разным признакам: 1) по гранулометрическому составу алевритовой и песчаной фракций; 2) по минеральному составу глинистого материала и алевритовой фракции; 3) по минеральному и петрографическому составу песчаной и гравийной фракций; 4) по минеральному составу хемогенного компонента; 5) по строению, характеру цемента, по его количеству и т.д.

Среди акцессорных пород различаются лишь классы, определяемые классом минералов, которые их слагают. Выделены три класса акцессорных пород: кремнистые, боратовые, фосфатные.

Приведённая классификация пород разработана для соленосных толщ так называемого хлоридного типа, в которых в состав калийных солей входят только минералы класса хлоридов; минералы класса сульфатов представлены здесь лишь сульфатом кальция. Различные соленосные толщи этого типа могут отличаться друг от друга количеством смешанных классов основных пород. Так, если в кембрийской соленосной формации Восточной Сибири наблюдаются породы всех смешанных классов, то среди морсовских отложений Русской платформы они представлены только карбонатно-сульфатными. В пределах же каждого класса присутствуют одинаковые подклассы, типы и разновидности пород.

Разработка классификации пород соленосных отложений другого-сульфатного типа, их сравнение с породами хлоридных толщ и составление единой классификации пород соленосных формаций — это работа будущего. Но уже сейчас можно провести общий сравнительный анализ хемогенных пород и сульфатных толщ, выяснить их главное сходство и отличие.

Известно, что в состав хемогенных пород сульфатных толщ, также как хлоридных, входят минералы тех же трёх классов: карбонатов, сульфатов и хлоридов. Следовательно, классы хемогенных пород обоих типов отложений будут одинаковыми. Однако в сульфатных толщах, в отличие от хлоридных, наблюдаются калийные соли, сложенные не только хлоридами, но и сульфатами калия и магния, а также други-

ми сульфатами; в некоторых толщах встречаются бишофитовые (хлормагниевые) породы. Таким образом, количество минералов, слагающих породы сульфатного, хлоридного и сульфатно-хлоридного классов, больше, чем в хлоридном типе отложений. Следовательно, и список подклассов, типов и разновидностей пород сульфатных толщ будет значительно шире.

Изучение структурных типов и разновидностей различных пород, как основных, так и второстепенных, позволило выяснить, каким был первичный осадок по составу, строению и генезису и какие диагенетические и постдиагенетические изменения он претерпевал за время его превращения в породу современного облика.

**К а р б о н а т н ы е п о р о д ы .** Породы кальцит-доломитового состава могли возникать: 1) за счёт первичного известкового осадка (в основном хемогенного и биохемогенного); 2) в результате постдиагенетического замещения пород доломитового, ангидрит-доломитового и ангидритового состава. Породы доломитового состава образовывались: 1) из первичного доломитового осадка (хемогенного, биохемогенного и перестроенного); 2) при раннедиагенетической и постдиагенетической доломитизации (замещении) известкового осадка или породы; 3) благодаря постдиагенетическому замещению ангидрит-доломитовых и ангидритовых пород. Породы кальцит-доломитового состава обязаны своим происхождением: 1) первичному известково-доломитовому осадку; 2) известковому осадку, частично доломитизированному в раннем диагенезе; 3) доломитизации известковых пород в постдиагенетическую стадию литогенеза; 4) кальцитизации (с замещением и без) доломитовых осадков и пород в диагенетическую и постдиагенетическую стадии литогенеза; 5) постдиагенетическому замещению кальцитом ангидрита в ангидрит-доломитовых породах.

**С у л ь ф а т н ы е п о р о д ы .** Породы ангидритового состава возникали за счёт первичного гипсового осадка, в результате дегидратации гипса, по-видимому, в постдиагенетическую (катагенетическую) стадию литогенеза. Гипсовые и гипс-ангидритовые породы — это результат полного или частичного замещения ангидритовых пород гипсом (гидратация ангидрита) в зоне гипергенеза.

**Х л о р и д н ы е п о р о д ы .** Породы галитового состава (каменная соль) могли образовываться: 1) из первичного галитового осадка; 2) в результате постседиментационной (диагенетической,

катагенетической) кристаллизации в полостях, трещинах и т.д. Сильвиновые породы могли возникать за счёт первичного сильвинового осадка, а карналлитовые – карналлитового. Породы сильвин-галитового состава обязаны своим происхождением: 1) первичному сильвин-галитовому осадку; 2) постседиментационной кристаллизации сильвина в галитовых осадках и породах; 3) постдиагенетическому замещению сильвином карналлита в карналлит-галитовых породах. Породы карналлит-галитового состава могли возникать: 1) за счёт первичного карналлит-галитового осадка; 2) при постседиментационной кристаллизации карналлита в галитовых осадках и породах; 3) при диагенетическом замещении сильвина карналлитом в сильвин-галитовых осадках. Породы карналлит-сильвин-галитового состава могли образовываться: 1) из первичного карналлит-сильвин-галитового осадка; 2) при частичном диагенетическом замещении сильвина карналлитом в сильвин-галитовых осадках; 3) при частичном постдиагенетическом замещении карналлита сильвином в породах карналлит-галитового состава.

#### К а р б о н а т н о - с у л ь ф а т н ы е п о р о д ы .

Породы ангидрит-кальцитового состава возникали: 1) при неполном постдиагенетическом замещении кальцитом ангидритовых пород; 2) при дегидратации гипса, возникавшего в известковых осадках в результате свободного роста, а в породах – при замещении известкового материала; 3) в результате катагенетического замещения известковых пород ангидритом. Породы ангидрит-доломитового состава обязаны своим происхождением: 1) дегидратации в стадию катагенеза гипса в первичном гипс-доломитовом осадке; 2) дегидратации гипса, который свободно кристаллизовался в доломитовом осадке или замещал доломитовый материал пород; 3) постдиагенетическому замещению ангидритовых пород доломитом. Породы гипс-кальцитового, гипс-доломитового, гипс-ангидрит-кальцитового и гипс-ангидрит-доломитового состава – это результат полной или частичной гидратации ангидрита в ангидрит-кальцитовых и ангидрит-доломитовых породах в зоне гипергенеза.

Породы ангидрит-доломит-кальцитового состава возникали: 1) в связи с дегидратацией гипса, свободно кристаллизовавшегося в известково-доломитовом осадке (как с первичным, так и с раннедиагенетическим доломитом); 2) при дегидратации гипса, который образовывался в результате частичного замещения известкового ма-

териала известково-доломитовых пород; 3) при частичном замещении известкового материала известково-доломитовых пород ангидритом; 4) за счёт неполного замещения кальцитом ангидрита или доломита в ангидрит-доломитовых породах. Породы гипс-доломит-кальцитового и гипс-ангидрит-доломит-кальцитового состава были образованы при полной или частичной гидратации ангидрита в породах ангидрит-доломит-кальцитового состава.

**К а р б о н а т н о - х л о р и д н ы е п о р о д ы .** Формирование пород галит-доломитового состава было связано: 1) с образованием в седиментогенезе галит-доломитового осадка; 2) с диагенетической кристаллизацией галита в доломитовом осадке; 3) с постдиагенетической кристаллизацией галита в доломитовых породах, сопровождавшейся растворением доломитового материала; 4) с выщелачиванием ангидрита в породах ангидрит-доломитового состава и кристаллизацией на его месте галита.

**С у л ь ф а т н о - х л о р и д н ы е п о р о д ы .** Породы галит-ангидритового состава возникали за счёт постдиагенетической дегидратации гипса в первичном галит-гипсовом осадке.

**К а р б о н а т н о - с у л ь ф а т н о - х л о р и д н ы е п о р о д ы .** Породы галит-ангидрит-доломитового состава могли образовываться: 1) благодаря первичному галит-гипс-доломитовому осадку после дегидратации гипса и замещения его ангидритом в постседиментационную стадию литогенеза; 2) за счёт первичного доломитового осадка, в котором в диагенезе последовательно кристаллизовались гипс и галит, а в катагенезе гипс замещался ангидритом.

Исследование второстепенных пород, в частности, взаимоотношения хемогенных минералов с терригенными компонентами, показало, что хемогенные минералы по своему происхождению могут быть седиментационными - аутигенными и переотложенными (аллотигенными), диагенетическими, возникающими в результате свободной кристаллизации без замещения одних минералов другими, и постдиагенетическими - с замещением и без замещения одних минералов другими. Выясняется, что характер таких замещений аналогичен тем, которые имели место и при формировании основных пород соленосных толщ хлоридного типа.

Г.А.Мерзляков  
ПЕРМСКОЕ СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ЕВРАЗИИ

Пермские соленосные отложения в Евразии сосредоточены в трёх бассейнах: Восточно-Европейском, площадью около 2 млн. км<sup>2</sup>, Центрально-Европейском, площадь которого более 700 тыс. км<sup>2</sup>, и Чу-Сарысуйском (Казахстан) площадью свыше 200 тыс. км<sup>2</sup>. В пермскую эпоху соленакопление в Евразии происходило преимущественно на территории Европы и в значительно меньших масштабах – в районах Азии, тяготеющих к ней. На всей остальной территории Азии пермские соленосные отложения отсутствуют.

На основе корреляции соленосных отложений внутри каждого бассейна и межрегионального сопоставления разрезов установлена следующая этапность пермского соленакопления в Евразии.

1. Начальный этап соленакопления в Евразии приходится на ассельский век, когда в пределах Восточно-Европейского бассейна на территории Днепровско-Донецкой впадины накопилось  $4,6 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> каменной соли. Распространена каменная соль на площади более 25 тыс. км<sup>2</sup>. Характерно, что соленакопление началось в наиболее удалённой и изолированной части Восточно-Европейского бассейна. В других районах бассейна на территории более 750 тыс. км<sup>2</sup> происходило формирование сульфатных пород (ангидритов и гипсов). Их объём составляет  $3,5 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>.

2. В сакмарском веке соленакопление продолжалось также только на территории Восточно-Европейского бассейна, но ареалы его расширились. Сакмарская каменная соль занимает площадь около 100 тыс. км<sup>2</sup> и, кроме Днепровско-Донецкой впадины, она начинает накапливаться в северо-восточных районах Московской синеклизы. Объём её сокращается по сравнению с ассельским ярусом – он составляет лишь  $1,2 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>. Сакмарский этап соленакопления является качественно новым – с ним связано появление калийных солей. Суммарный объём сильвинитов и карналлитовых пород, образовавшихся в сакмарском веке на территории Днепровско-Донецкой впадины, составляет не менее 9 км<sup>3</sup>. Накопление гипсов и ангидритов происходило на площади более 760 км<sup>2</sup>. Объём этих пород составляет  $9,2 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>.

3. Наиболее обширное соленакопление в Евразии приходится на кунгурский век, во время которого образование галогенных пород

происходило на территории Восточно-Европейского, Центрально-Европейского и Чу-Сарысуйского бассейнов. Площадь, занятая каменной солью, могла достигать 900 тыс.км<sup>2</sup>, в том числе в Центрально-Европейском бассейне она составляла 80 тыс.км<sup>2</sup>, в Восточно-Европейском более 800 тыс.км<sup>2</sup> и в Чу-Сарысуйском - 10 тыс. км<sup>2</sup>. Кунгурский этап был грандиозным и по объёму накопившихся солей, подавляющая масса которых сосредоточена в Восточно-Европейском бассейне. Объём кунгурской каменной соли здесь превышает  $1 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, а объём сульфатных пород не менее  $3,7 \cdot 10^4$  км<sup>3</sup>. В центрально-Европейском бассейне объём каменной соли в верхнем красном лежне, по-видимому, превышает  $8 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>, а в Чу-Сарысуйском он составляет  $2,7 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>.

Следовательно, все рассматриваемые бассейны в кунгурское время были солеродными. Правда, нет доказательств того, что соленакопление происходило синхронно сразу во всех бассейнах, но можно предполагать значительную сближенность времени формирования солей в кунгурском веке.

4. Уфимский этап был почти повсеместно бессоленосным. Лишь на весьма незначительной площади Восточно-Европейского бассейна возникало эпизодическое соленакопление. На территории Центральной Европы в это время происходило заложение грандиозного цехштейнового бассейна.

5. В Евразии отчётливо фиксируется казанский этап соленакопления. Этот этап характеризуется тем, что центр соленакопления переместился на территорию Центрально-Европейского бассейна. Здесь на площади около 500 тыс.км<sup>2</sup> отложилось более  $1,4 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup> каменной соли. В Восточно-Европейском бассейне формирование солей происходило на площади около 80 тыс.км<sup>2</sup>, а всего накопилось  $8 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> каменной соли. К этому же этапу соленакопления можно отнести солёные отложения тузольской и частично кенгирской свит в Чу-Сарысуйском бассейне.

Таким образом, выясняется, что соленакопление в пермских солеродных бассейнах Евразии происходило не одновременно. Наблюдается только сближенность отдельных этапов соленакопления. Исключение составляет лишь казанский и, возможно, кунгурский этапы, когда одновременно накапливались солёные толщи, по крайней мере, в пределах двух бассейнов: Центрально-Европейского и Восточно-Европейского.

Важные особенности соленакопления в пермских солеродных бассейнах Евразии были уточнены при подсчёте объёмов галогенных пород и при анализе объёмных соотношений этих пород. Эти данные приведены в таблицах 1 и 2. На основании подсчётов установлено, что в Восточно-Европейском бассейне максимум галогенных отложений приурочен к кунгурскому ярусу. За кунгурский век в бассейне образовалось  $3,7 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  ангидритов и гипсов, более  $1 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  каменной соли, не менее  $5,5 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  полигалита, более  $1 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  сильвинита,  $4,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  карналлитовых пород и не менее  $4,5 \cdot 10^2 \text{ км}^3$  бишофита. Достаточно сказать, что объёмы всех галогенных пород, образовавшихся в бассейне за всю пермскую эпоху, определяются, главным образом, этими цифрами. При сравнении объёмов пород, образовавшихся в отдельных районах Восточно-Европейского бассейна, прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что подавляющая масса всех без исключения галогенных пород сконцентрирована на территории Прикаспийской синеклизы. В её пределах содержится более  $3,4 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  сульфатных пород (гипса и ангидрита),  $9,9 \cdot 10^5 \text{ км}^3$  каменной соли, практически весь объём полигалита, составляющий здесь  $5,5 \cdot 10^2 \text{ км}^3$ ,  $1,02 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  сильвинита,  $4,4 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  карналлитовой породы и не менее  $4,5 \cdot 10^2 \text{ км}^3$  бишофита, который в других районах вообще не встречается (Табл. I). Наличие мощных пластов бишофита, которые хорошо прослеживаются на большие расстояния, указывает на то, что даже на эвтонической стадии солеродный бассейн был огромным и в пределах его существовали обширные области, на которых устанавливались стабильные условия галогенеза. Это приводило к формированию завершённых циклов соленакопления на больших территориях, и может указывать на высокую перспективность Прикаспийской синеклизы в калиеносном отношении.

Другие крупные скопления каменной соли в Восточно-Европейском бассейне приурочены к отложениям казанского яруса ( $8 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ) и ассельского яруса ( $4,6 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ). Эти солёные толщи отличаются тем, что не содержат в себе калийных солей.

Сравнивая объёмы ангидритов и гипсов, отложившихся в Восточно-Европейском бассейне, можно заметить, что наиболее интенсивное их осаднение происходило в кунгурском веке. В отложениях кунгурского яруса содержится  $3,7 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  сульфатных пород. В ассельском веке образовалось  $9,2 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  гипс-ангидритовых пород, в казанском —  $3,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ . Уфимский и казанский ярусы характеризуются

Таблица I

Объёмы галогенных пород в пермских соленосных бассейнах Евразии

Бассейн	Ярус, серия	Объём пород в км <sup>3</sup>							
		Ангидриты и гипсы	Каменная соль	Полигалит	Кизерит, хартзальц	Сильвинит	Карналлитовая порода	Бишофит	Глауберит
Восточно-Европейский	Казанский ярус	$6,4 \cdot 10^2$	$8 \cdot 10^3$	-	-	-	-	-	-
	Уфимский ярус	$7 \cdot 10^2$	15	-	-	0,15	-	-	-
	Кунгурский ярус	$3,7 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^6$	$5,5 \cdot 10^2$	-	$1,03 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^2$	-
	Сакмарский ярус	$9,2 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	1,35	-	4,6	4,4	-	-
	Ассельский ярус	$3,5 \cdot 10^3$	$4,6 \cdot 10^3$	-	-	-	-	-	-
	В целом по бассейну	$5,4 \cdot 10^4$	$1,01 \cdot 10^6$	$5,5 \cdot 10^2$	-	$1,03 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^2$	-
Центрально-Европейский	Серия Аллер и Оре	$6,64 \cdot 10^2$	$6,7 \cdot 10^3$	-	2	3	-	-	-
	Серия Лейне	$4,6 \cdot 10^3$	$3,4 \cdot 10^4$	-	$3,3 \cdot 10^2$	$3,15 \cdot 10^2$	39	-	-
	Серия Стасфурт	$4,7 \cdot 10^3$	$9,1 \cdot 10^4$	-	52	$1,4 \cdot 10^3$	-	-	-
	Серия Верра	$1,3 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^3$	-	-	20	-	-	-
	В целом по бассейну	$2,3 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^5$	-	$3,8 \cdot 10^2$	$1,7 \cdot 10^3$	-	-	-
Чу-Сарысузский	В целом по бассейну	$4,1 \cdot 10^2$	$5,8 \cdot 10^3$	-	-	-	-	-	6,5

наименьшими объёмами этих пород. По-видимому, это указывает на затухание процесса галогенеза на территории Восточно-Европейского бассейна в уфимско-казанское время.

В Центрально-Европейском бассейне максимальные объёмы каменной соли приурочены к отложениям серий Стасфурт и Лейне. В них содержится соответственно  $9,1 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  и  $3,4 \cdot 10^4 \text{ км}^3$  каменной соли. Эти же серии характеризуются и максимальной калиеносностью. К серии Стасфурт приурочено более  $1,4 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  сильвинитов и карналлитовых пород и более  $52 \text{ км}^3$  сульфатных калийных солей (лангбейнит, каинит и др.). В отложениях серии Лейне содержится более  $3,5 \cdot 10^2 \text{ км}^3$  калийных солей хлоридного типа и около  $3,3 \cdot 10^2 \text{ км}^3$  сульфатных калийных солей. Объёмы гипса и ангидрита в сериях Стасфурт и Лейне хотя и ниже, чем в отложениях серии Верра, но всё же весьма высоки.

По существу, в цехштейновых отложениях наблюдается та же закономерность распределения галогенных пород по разрезу, которая отмечается и в Восточно-Европейском бассейне. Эта закономерность выражается в том, что максимальное количество всех галогенных пород приурочено к средним частям соленосного разреза, т.е. приходится на центральную фазу развития солеродного бассейна.

Объёмы каменной соли, а также гипса и ангидрита, накопившихся в Чу-Сарысуйском бассейне за всё время его существования, значительно меньше, чем в рассмотренных выше бассейнах (см. табл. I). Характерной чертой Чу-Сарысуйского бассейна является наличие в соленосной толще глауберита и глауберитовых пород. Этот факт, вместе с особенностями строения соленосной толщи, содержащей большое количество терригенного материала, бесспорно указывает на континентальное происхождение соленосных серий Чу-Сарысуйского бассейна.

Анализ соотношений объёмов сульфатных пород (ангидрита и гипса), каменной соли и калийных солей хлоридного типа (сильвинитов и карналлитовых пород), наблюдаемых в соленосных толщах, позволил установить следующее.

1. В соленосных толщах никогда не сохраняются те же пропорции между различными солями, которые наблюдаются в современной морской воде нормальной солёности.

2. Всегда в соленосных толщах наблюдается недостаток более

Таблица 2

Соотношения объёмов галогенных пород в пермских соленосных бассейнах Евразии

Бассейн	Ярус, серия	Наблюдаемый объём сульфатов (в км <sup>3</sup> )	Объём галита, который мог бы осадиться пропорционально объёму сульфатов (в км <sup>3</sup> )	Наблюдаемый объём галита (в км <sup>3</sup> )	Объём сильвина и карналлита, который мог бы осадиться пропорционально объёму галита (в км <sup>3</sup> )	Наблюдаемые объёмы:	
						Сильвинита и карналлитовой породы (в км <sup>3</sup> )	Сильвина и карналлита (в км <sup>3</sup> )
Восточно-Европейский	Казанский ярус	$6,4 \cdot 10^2$	$1,5 \cdot 10^4$	$8,10^3$	$2,8 \cdot 10^2$	-	-
	Уфимский ярус	$7 \cdot 10^2$	$1,6 \cdot 10^4$	15	0,53	0,15	0,05
	Кунгурский ярус	$3,7 \cdot 10^4$	$8,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$4,5 \cdot 10^3$
	Сакмарский ярус	$9,2 \cdot 10^3$	$2,1 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^3$	42	9	2,7
	Ассельский ярус	$3,5 \cdot 10^3$	$7,9 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^2$	-	-
	В целом по бассейну	$5,4 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,01 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^3$
Центрально-Европейский	Серии Аллер и Оре	$6,64 \cdot 10^2$	$1,5 \cdot 10^4$	$6,7 \cdot 10^3$	$2,3 \cdot 10^2$	3	0,9
	Серия Лейне	$4,6 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^5$	$3,4 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^2$	$1,1 \cdot 10^2$
	Серия Стасфурт	$4,7 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^5$	$9,1 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^2$
	Серия Верра	$1,3 \cdot 10^4$	$2,9 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^3$	$2,1 \cdot 10^2$	20	6
	В целом по бассейну	$2,3 \cdot 10^4$	$5,2 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^5$	$4,8 \cdot 10^3$	$1,7 \cdot 10^3$	$5,1 \cdot 10^2$

растворимых солей по отношению к менее растворимым. Например наблюдаемый объём галита всегда меньше, чем его могло бы образоваться пропорционально наблюдаемому в разрезе объёму ангидрита (гипса). Такое же соотношение отмечается между объёмами каменной соли и калийными солями хлоридного типа: последних в разрезе всегда меньше теоретически возможного их количества. В подавляющем большинстве случаев каменной соли меньше в 6-8 раз, лишь в некоторых отдельных районах и впадинах этот недостаток каменной соли невелик ( $I_2 - 2,8$  раза). Калийных солей обычно меньше в 2-4 раза (Табл. 2). Недостаток легко растворимых солей можно объяснить частичным оттоком насыщенных этими солями рассолов из солеродной области. В то же время, мог существовать такой режим питания в зависимости от степени изолированности бассейна, при котором солеродный бассейн долго мог оставаться на стадии сульфатонакопления (это приводило к образованию избыточного объёма сульфатов по сравнению с галитом) или на стадии галитонакопления, что приводило к накоплению преобладающих объёмов галита по отношению к калийным солям.

3. Иногда внутри соленосных бассейнов наблюдаются районы, в которых каменной соли больше пропорционально возможного её количества по отношению к ангидритам и гипсам. Такими районами являются Прикаспийская синеклиза в Восточно-Европейском бассейне и Субгерцинская, Тюрингская и Везерская впадины в Центрально-Европейском бассейне. Это связано с тем, что названные структуры располагались в окраинных участках солеродных бассейнов и наиболее интенсивно погружались, что способствовало значительному притоку в них насыщенных по галиту рассолов из других зон бассейнов.

4. Нередко в солеродных бассейнах отмечаются такие участки или впадины, где объёмные соотношения галогенных пород близки к наблюдаемым соотношениям солей в современной морской воде. Подобные участки, как правило, являются калиеносными. По-видимому, эти впадины были наиболее изолированными от остальной акватории бассейнов, поэтому здесь наиболее полно проявились все стадии галогенеза, включая и калиеносную. В Восточно-Европейском бассейне такими участками были Соликамская и Днепровско-Донецкая впадины, а в Центрально-Европейском - Субгерцинская, Тюрингская и Везерская впадины.

Таким образом, для правильного понимания механизма соленакопления недостаточно рассмотрение только процессов, протекающих внутри солеродного бассейна, необходимо учитывать его связь с морем нормальной соленосности, так как эта связь значительно влияет на характер галогенной седиментации и приводит к изменению объёмных соотношений различных галогенных пород.

В заключение следует отметить, что пермские солеродные бассейны Евразии характеризовались исключительно благоприятными условиями для накопления калиеносных отложений. Калийные соли в это время формировались на огромных территориях как в Центрально-Европейском, так и в Восточно-Европейском бассейнах. Наиболее перспективными для поисков калийных солей следует считать территории Прикаспийской впадины, а также Предуральского прогиба. Необходимо также обратить внимание на то, что пермская эпоха соленакопления в Евразии, да и вообще на всей Земле, была первой в геологической истории, когда стали формироваться массы сульфатных калийных солей. В эту же эпоху появились континентальные соленосные серии.

В.В.Благовидов  
ОСОБЕННОСТИ НЕОГЕНОВОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Через весь Евразийский континент, от Центрального Китая на востоке и до Испании на западе, простирается обширный пояс развития соленосных отложений неогенового возраста. На территории СССР располагается только северная, окраинная его часть. Палеомагнитные данные и палеоклиматические реконструкции показывают, что эвапоритовый пояс располагался между десятой и сорок пятой параллелями. В неогеновых бассейнах юга Советского Союза накапливались различные по составу, строению и условиям образования соленосные серии. Можно выделить четыре типа соленосных толщ: Прикарпатский, Закавказский, Узун-Суйский и Тянь-Шаньский.

Наиболее характерными особенностями Прикарпатских соленосных отложений являются:

1. Приуроченность соленосных отложений к молассовым преимущественно терригенным осадочным толщам, среди которых отсутству-

ют мощные пачки карбонатных и сульфатных пород.

2. Широкое развитие соленосных глин и брекчий.

3. Наличие двух типов калийных солей – хлоридного и сульфатного. Хлоридные калийные соли имеют ограниченное распространение. Наиболее широко развиты сульфатные калийные соли преимущественно лангбейнит-каинитового состава.

4. Линзообразность залегания калийных солей.

Закавказский тип соленосных толщ резко отличается от Прикарпатского. Для него характерны – глинисто-галитовый состав (с резким преобладанием галита), ритмичное строение и присутствие только хлоридных калийных минералов. Эти толщи принадлежат к хлоридному типу.

Преобладающее развитие сульфатных соляных пород значительно отличает Узун-Суйский тип соленосной толщи от Закавказского. Узун-Суйский тип отложений можно считать смешанным натриево-сульфатным и калийно-сульфатным.

Последний, четвертый тип соленосных толщ приурочен к континентальным отложениям межгорных впадин Тянь-Шаня. Для него характерно широкое развитие сульфатно-натриевых соляных пород. В отличие от Узун-Суйского – в Тянь-Шаньском типе соляной толщи преобладает глауберит, тенардит развит незначительно, а мирабилитовые породы известны только в коре выветривания соленосных отложений. Калийные минералы в соленосных толщах этого типа отсутствуют полностью. В результате детального изучения неогеновых соленосных отложений в Ферганской, Кетмень-Тюбинской, Джумгольской, Кочкорской, Восточно-Чуйской, Иссык-Кульской, Каркаринской и Нарынской впадинах были выяснены следующие особенности.

1. Во всех изученных впадинах соленосные отложения тесно связаны с гипсоносными и образуют вместе с ними единую закономерно построенную галогенную толщу.

2. Галогенные толщи, как правило, подстилаются красноцветными терригенными образованиями различной мощности, а перекрываются пестроцветными и сероцветными карбонатно-терригенными отложениями.

3. В отличие от Прикарпатских соленосных толщ, где присутствует значительное количество грубообломочного терригенного материала, в соленосных отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня терри-

генный материал представлен в основном глинами, значение которых так велико, что по существу эти толщи являются глинисто-соленосными.

4. Примечательны и тектонические условия залегания соленосных толщ. Очень часто (Каркаринская, Иссык-Кульская, Нарынская и Ферганская впадины) они приурочены к крайним западным частям впадин, а по направлению к востоку выклиниваются и замещаются мощными терригенными, преимущественно красноцветными отложениями. В целом соленосные отложения залегают в виде вытянутых в субширотном направлении линз, тяготеющих к прибортовым зонам.

Имеющиеся материалы позволяют выделить в составе галогенных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня закономерные построенные наборы пород, образующие сообщества, ассоциации и комплексы. Различаются две группы наборов пород: терригенные и сульфатно-терригенные. Наиболее разнообразными по составу являются сульфатно-терригенные наборы, среди которых имеются полные и неполные. В основании полного набора лежит пласт песчаника или алевролита, далее следует один, два или три элемента, среди которых непременно присутствуют загипсованные глины, гипсы или глауберитовые породы. В неполных сульфатно-терригенных наборах песчаник и алевролит отсутствуют, и такие наборы чаще всего начинаются с глины, реже мергеля, а иногда и сульфатных пород. Интересной особенностью галогенных толщ является наличие в их составе характерно построенных и многократно повторяющихся в разрезе комплексов наборов пород. Каждый комплекс обычно состоит из двух ассоциаций наборов — терригенной внизу и сульфатно-терригенной сверху, тесно связанных друг с другом полным сульфатно-терригенным набором. Установлено, что наборы входящие в одну ассоциацию, никогда не встречаются в другой.

Значительное расхождение в составе верхней и нижней частей комплексов позволяют предположить, что их образование происходило в существенно различных условиях. По-видимому, терригенные ассоциации формировались при достаточно активной гидродинамической деятельности водных потоков, обусловивших поступление в бассейн не только глинистого, но и периодический привнос в небольших количествах более крупнообломочного (алевролитового и песчаного) материала. В гидрохимическом плане бассейн в это время оставался пресноводным или находился на самых ранних стадиях

осолонения, соответствующих карбонатной стадии современных озёр по Н.М.Страхову. Об этом свидетельствует отсутствие сульфатных пород, широкое развитие преимущественно кальцитового цемента алевритов и песчаников, а также кальцитовый состав карбонатной части глин.

Образование сульфатно-терригенных ассоциаций происходило в более спокойных гидродинамических условиях, на участках бассейна, значительно удалённых от источников водного питания. На это указывает отсутствие сколько-нибудь значительного количества песчаного или алевритового материала и тонкодисперсный характер глинистого вещества. В определённые моменты связь таких участков с остальной акваторией бассейна затруднялась или на некоторое время даже совсем прерывалась, что в условиях аридного климата, приводило к быстрому испарению части воды и формированию разнообразных сульфатных или даже хлоридных солей.

Таким образом, комплексы наборов отвечают довольно крупным этапам в жизни седиментационного бассейна. На каждом таком этапе бассейн проходил две стадии: начальную - "пресноводную" и заключительную - "солеродную". Характер взаимоотношения терригенных ассоциаций с вышележащими сульфатно-терригенными свидетельствует о постепенном переходе бассейна из стадии "пресноводного" в стадию "солеродного". Наличие же оборванного набора в кровле сульфатно-терригенной ассоциации обусловлено, по-видимому, резким изменением в условиях питания бассейна, вернувшим его снова на стадию "пресноводного".

Отмеченные четыре типа соленосных толщ формировались в различных палеогеографических условиях. Океанические бассейны в неогеновую эпоху располагались на месте современных Атлантического и Индийского океанов. Большая часть территории Евразии была занята сушей. На юго-западе существовала система внутренних морей, соединявшихся с океанами узкими проливами. В заливах, а также в изолированных и полуизолированных участках этих внутренних морей накапливались соленосные толщи. Состав сформировавшихся соленосных толщ зависел от поступления в солеродные зоны морских вод нормальной солёности, а также континентальных вод суши. Как показывают закономерности пространственного размещения отложений во внутренних морях юга Европы, Ближнего Востока и Средиземного моря, питание солеродных бассейнов происхо-

дило либо за счёт морских вод, либо опреснённых вод внутреннего бассейна.

Формирование хлоридных соленосных серий шло за счёт морских вод нормальной солёности. Об этом свидетельствует последовательная смена, при прослеживании от морского бассейна к солеродной зоне, карбонатных толщ на сульфатно-карбонатные, а затем и соляные. Соленосные толщи Закавказья имеют хлоридный состав и формировались, по-видимому, за счёт поступления морских вод через северо-западный Иран и Турцию.

В наиболее удалённых участках внутренних морей формировались калийно-сульфатные соленосные серии Прикарпатского типа. Их образование сопровождалось значительным поступлением глинистого и терригенного материала и сульфатных вод суши, что способствовало обратной метаморфизации рассолов и приводило к накоплению калийных солей сульфатного состава. Видимо, подобные условия возникали преимущественно в молассовых предгорных прогибах, а также во впадинах орогенной зоны Альпийской складчатости. Именно на это указывает присутствие калийно-сульфатных серий неогена не только в Прикарпатье, но также в Трансильвании, в бассейне р. По, в Сицилии и Динаридском бассейне в Югославии.

Смешанные натриево-сульфатные и калийно-сульфатные соли Узун-Суйского типа формировались, по всей вероятности, за счёт опреснённых вод внутреннего бассейна. Именно эти соленосные толщи по своему составу аналогичны накапливающимся в настоящее время в Кара-Богаз-Голе. Что же касается соленосных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня, то их состав, строение и условия залегания однозначно свидетельствуют в пользу их континентального происхождения.

Таким образом, в неогеновое время на территории СССР существовала обширная область соленакопления. Разнообразные палеогеографические и палеотектонические условия привели к формированию различных типов соленосных толщ: натриево-сульфатных в континентальных озёрных бассейнах; смешанных калийно-сульфатных и натриево-сульфатных в заливах опреснённых внутриконтинентальных морей; калийно-сульфатных и хлоридных в эпиконтинентальных бассейнах, связанных с морем нормальной солёности.

Следует отметить, что залежи калийных солей в неогеновых соленосных отложениях связаны преимущественно с соленосными

толщами Прикарпатского типа. Это характерно вообще для неогенового соленакопления и в других регионах Земли. Неогеновая эпоха в сравнении с предыдущими этапами геологического развития Земли отличается большим разнообразием типов соленосных толщ. Для неё характерно исключительно широкое развитие сульфатно-натриевой минерализации, связанной с континентальным соленакоплением. Кроме того, неогеновая эпоха явилась второй, после пермской, эпохой значительного накопления калийно-сульфатных солей.

## ЭВОЛЮЦИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Исследования по сравнительному изучению красноцветных формаций в первую очередь были направлены на выявление эволюции процессов красноцветной седиментации в истории Земли. Разработка поставленной задачи потребовала проведения различного рода исследований. Прежде всего на основании изучения естественных разрезов красноцветных отложений и сопровождающих эти отложения осадочных толщ иного типа, выделялись конкретные формации. Выяснялись границы этих формаций, свойственные им парагенезы пород и их внутреннее строение. Детально изучались фациальные сочетания и фациальные ряды, характерные для той или иной формации. Определялась общая изменчивость их внутреннего строения, морфология образуемых ими геологических тел и закономерности пространственного размещения формаций. Выяснялись особенности литологического состава пород и принадлежность рассматриваемых формаций к представителям гумидного или аридного ряда, а также их место в вертикальном и латеральном ряду напластований. После этого проводилось сравнение формаций с их аналогами в других районах мира. Только в том случае, когда характерные черты изучаемой конкретной формации оказывались достаточно типичными и для ее аналогов, встречающихся на других территориях, считалось что имеются достаточные основания для выделения соответствующего формационного типа. Именно типовые парагенезы красноцветных пород являются опорой для сравнения разновозрастных красноцветных формаций в целях воссоздания картины эволюции процессов красноцветной седиментации.

Представленные в настоящей главе результаты сравнительного исследования осадочных красноцветных формаций затрагивают проблему среднего и верхнего докембрия и палеозоя, т.е. период, охватывающий более чем полтора миллиарда лет геологической истории. За это время органический мир претерпел огромные преобразования, но остается недостаточно ясным — какие изменения затронули в том же хронологическом интервале неорганическую природу и, соответственно, определили эволюцию процессов красноцветной седимента-

ции. Вот основной вопрос, ответить на который нужно было в плане проведенных исследований. Подчиняясь этой основной задаче материал в нижеследующем описании расположен таким образом, что вначале дается общая картина изменчивости докембрийских осадочных красноцветных и разновозрастных осадочно-вулканогенных формаций (эта статья написана А.И.Анатольевой), а затем обсуждаются некоторые конкретные проблемы изучения вещественного состава верхнекембрийских красноцветных отложений Русской платформы и кембрийских - Сибирской платформы (статья написана Е.С.Бузулуцковой) и особенности строения и состава красноцветных осадочно-вулканогенных формаций на примере девонских разрезов Тувинского прогиба (статья написана В.В.Параевым).

К красноцветным формациям относятся естественные сообщества, ассоциации терригенных пород, окрашенных преимущественно в красные тона и принадлежащих, таким образом, к ряду красноцветных образований. Главным признаком для красноцветных формаций является господствующий красный цвет пород. Окраска относится, в данном случае, к литологическим признакам, так как зависит от состава присутствующих в породах минералов - красителей: гематита, маггемита, гетита и др.

Выделяются две обширные группы красноцветных формаций - осадочных и осадочно-вулканогенных. В обеих группах может быть выделено два ряда - бескарбонатных и карбонатных формаций. Бескарбонатные красноцветные формации нередко называют также гумидными в отличие от карбонатных или аридных, в которых и красноцветные терригенные породы содержат обильные карбонатные примеси. (Анатольева, 1972; Anatolyeva, 1975).

Парагенезы красноцветных отложений устанавливались нами по присутствию разнообразных наборов терригенных пород, встречающихся в разных частях земного шара и на различных стратиграфических уровнях. В процессе исследования было установлено, что одна красноцветная формация от другой отличается и по совокупности признаков и по какому-либо одному признаку, скажем по карбонатности или бескарбонатности терригенных пород. Само же разнообразие парагенезов терригенных пород зависит не только от их различного тектонического положения, что прежде всего привлекает внимание исследователей, но и от климатической обстановки,

Таблица I

## ХАРАКТЕРИСТИКА КРАСНОЦВЕТНЫХ ОСАДОЧНЫХ КОМПАНИЙ

Район формирования	Тип формирования	Парагенез	Вертикальные гранулы	Латеральные гранулы	Время познания	Легкодразжимность	Попродольная структура	Структурное положение	Климат. осевая.	Главные районы распространения и возраст
Территория оскарбонатные	терригенные	Красноцветные терригенные оскарбонатные отложения с сингенетичными прослоями гематита.	Вниз по разрезу сменяют лисие некарбонатные отложения; перекрываются либо карбонатными, либо соленосными сероцветными отложениями.	Обычно переходят в сероцветные терригенные и карбонатные отложения.	Нижний протерозой	Верхний протерозой	Отличаются	Основные чехлы древних платформ		Сибирская платформа (нижний и верхний протерозой) Китайская, Восточно-Европейская, Северо-Американская, Бразильская и Австралийская платформы (верхний протерозой.)
	углеосные	Красноцветные терригенные оскарбонатные отложения с сингенетичными прослоями угля	Вниз по разрезу постепенно переходят в сероцветные угленосные и карбонатные отложения, а сверху сменяются сероцветными карбонатными и терригенными оскарбонатными.	Заменяются сероцветными угленосными или карбонатными и терригенными отложениями.	Карбон	Верхний палеозой	Заросшими	Крайне прогибы и предгорные впадины, расположенные вдоль фронта терригенных складчатых сооружений	Гумидная	Казахстан, центральная Европа, Англия, Китай (карбон); Европ. ч. СССР, Центральная Европа, Северная Америка, Южная Африка и Индия (пермь); Китай (мезозой).
Красноцветные	меленосные	Красноцветные терригенно-карбонатные отложения с мелкими песчаниками и магнез. рудами.	Подстилаются красноцветными эвапоритами, сероцветными карбонатными и угленосными ассоциациями; перекрываются преимущественно эвапоритовыми красноцветными и сероцветными отложениями.	Сменяются эвапоритовыми красноцветными и сероцветными карбонатными отложениями, редк. сероцветными угленосными образованиями.	Нижний протерозой	Верхний палеозой	Своеобразные	Предгорные и межгорные впадины и прогибы оаислывшие разновозрастные горные сооружения.	Аридная	Сибирь (нижний и верхний протерозой, кембрий, ордовик, силур, девон); Средняя Азия (девон, карбон, пермь, палеоген, неоген); Европ. ч. СССР, Центр. Европа (девон, пермь); Сев. Америка (пермь); Южная Америка (палеоген, неоген).
	эвапоритовые	Красноцветные терригенно-карбонатные отложения с гипсами, ангидридами и редкие каменные соли.	Подстилаются сероцветными соленосными и карбонатными отложениями; перекрываются преимущественно меленосными красноцветными и сероцветными карбонатными отложениями.	В солидность случаев переходят в сероцветные соленосные и карбонатные отложения, а также в красноцветные меленосные голш.	Кембрий	Средний и верхний палеозой	Заросшими	Предгорные и межгорные впадины и прогибы оаислывшие горные сооружения, а также внутренние платформенные оаислывшие осадков.		Сибирь (кембрий, ордовик, силур, девон); Средняя Азия (девон, пермь, мел, палеоген), Восток, ч. СССР, Центр. Европа (пермь); Сев. Америка (силур, девон, пермь, триас).

в которой происходит их накопление, или же от обстановок в областях сноса, а также от состава пород слагающих области питания, от возраста отложений, состава атмосферы и биосферы, от особенностей рельефа, а кроме того и от вулканизма или от других процессов, определяющих те или иные физико-географические обстановки в областях накопления красноцветных осадков. И это далеко не все факторы, влияющие на ход развития осадочной оболочки Земли. Их число может быть еще увеличено, но ни один из этих факторов не может быть использован в качестве главного признака для выделения формаций.

Осадочные красноцветные формации и обладают не только общими признаками, свойственными вообще красноцветным отложениям, но кроме того отличаются еще определенными сочетаниями с другими породами, не красноцветными, разными в различных формациях. В одних случаях в красноцветных отложениях постоянно встречаются гематитовые прослои, но в них нет например, сероцветных медистых песчаников, весьма характерных для иного формационного типа. В других случаях имеют место обратные соотношения.

Парагенетический подход к формационному изучению позволил, соответственно, выделить среди терригенных бескарбонатных и карбонатных красноцветных формаций ранее совершенно неизвестные их типы, в частности, гематитовые красноцветные формации, уточнить характеристику других формационных типов и представить их эталонное описание (табл. I).

На основании данных об общей смене одних типов формаций другими было установлено, что меденосные красноцветные формации сохранялись на различных стратиграфических уровнях, гематитовые принадлежали, главным образом, позднему донембрию, эвапоритовые формации появились в кембрии, а угленосные и бокситоносные формации начинают встречаться в разрезе осадочной области Земли только с карбона. Таким образом была прослежена изменчивость красноцветных формаций во времени и, соответственно, выделены сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации.

Сравнение разновозрастных красноцветных формаций, различающихся между собой по парагенезам, дает возможность установить закономерности появления и исчезновения не только этих формаций, но и связанных с ними полезных ископаемых. Широко известно, что

среди красноцветных отложений встречаются месторождения меди, железа, урана, углей, бокситов, а также солей, гипсов, ангидритов и некоторых других полезных ископаемых. Поэтому даже общая систематика красноцветных формаций и выявление свойственных им признаков приобретает практический смысл. Зная с каким типом красноцветных формаций приходится сталкиваться в том или ином районе, можно, очевидно, определить перспективы поисков определенных видов полезных ископаемых.

Вследствие того, что разного типа красноцветные формации приурочены к различным стратиграфическим уровням, могут быть выделены соответствующие уровни, благоприятные для поисков определенного типа месторождений. Выявленная, например, приуроченность гематитовых формаций к позднему докембрию позволяет ставить вопрос о том, что именно этот стратиграфический уровень представляет практический интерес для поисков железных руд среди красноцветных отложений. Месторождения же бокситов в континентальных красноцветных формациях целесообразно искать, по-видимому, лишь начиная с карбона.

Таким образом, метод формационного анализа, разработанный Н.С. Шатским, позволяет перейти к выделению надпородных ассоциаций, которые представляют более высокий уровень организации вещества, чем породы. Основанный на эмпирических данных о совместном нахождении определенных устойчивых ассоциаций горных пород, встречающихся на разных стратиграфических уровнях и на различных территориях земного шара, этот метод не только позволяет оценить значение тех или иных ассоциаций в строении Земли, но и наметить свойственные им изменения во времени.

Осадочно-вулканогенные красноцветные формации широко распространены в разрезе земной коры. Если предположение о том, что красноцветные отложения образуются в эпохи всеобщего потепления на земном шаре, сейчас не вызывает сомнений, то общие закономерности размещения вулканогенных образований, возникающих вследствие активного развития вулканической деятельности на различных участках поверхности и в разные периоды жизни Земли, далеко еще не ясны. Поэтому, невозможно пока еще достаточно определенно решить — усиливается с течением времени вулканическая деятельность, или она уменьшается, и могут ли быть выделены более или менее строго эпохи активизации и затухания

вулканизма в истории Земли и т.д. И все же два обстоятельства привлекают внимание, когда приходится сталкиваться с ассоциациями вулканогенных образований и красноцветных осадочных отложений (Анатольева, 1974).

Во-первых, хотя бесспорно, подобные ассоциации возникают в результате скрещения совершенно разнородных процессов - в одном случае (красноцветы) экзогенных, в другом (вулканы) эндогенных, - тем не менее ассоциации вулканогенных пород с красноцветами весьма широко распространены, и, следовательно, можно предполагать возможность более глубоких связей между процессами формирования тех и других ассоциаций.

Во-вторых, рассматривая более внимательно возможные причинные связи между явлениями, формирующими климат Земли и вулканизмом, следует учитывать указываемую некоторыми исследователями зависимость теплого климата, а именно такой климат способствует образованию красноцветных отложений, от вулканической активности. Имеются, соответственно, различные концепции, предполагающие, что в период усиления вулканической деятельности происходит увеличение общего содержания углекислоты в атмосфере, вследствие чего на земном шаре наступает потепление. Но имеются и иные представления, предполагающие, что вулканическая пыль, возникающая в атмосфере в связи с извержениями, уменьшает ее прозрачность, вследствие чего снижается количество проникающей на земную поверхность солнечной радиации. В итоге вслед за активными вулканическими извержениями на Земле наступает, как считают защитники подобных представлений, общее похолодание.

Исследование красноцветных вулканогенно-осадочных ассоциаций и определение их роли в строении Земли несомненно будет способствовать разработке возникающих, таким образом, общих проблем. Во-первых, оно позволит наметить пути к выяснению причин, вызывающих скрещение двух, на первый взгляд, совершенно разнородных процессов, таких, как образование красноцветных осадков, с одной стороны, и развитие вулканической деятельности, с другой стороны. Во-вторых, такое исследование даст возможность подойти к общей оценке существующих представлений о возможной зависимости вариаций климата Земли от вулканической деятельности.

Возраст красноцветных осадочно-вулканогенных образований разнообразен и они встречаются на различных стратиграфических

уровнях разреза земной коры от докембрия до кайнозоя включительно. Широкое распространение такие образования впервые приобретают в среднем и верхнем протерозое, а в более поздние геологические эпохи в девоне, перми, триасе, мелу и палеогене.

Красноцветные осадочно-вулканогенные формации различных хронологических уровней разреза земной коры размещаются, как правило, лишь в определенном типе тектонических структур.

Докембрийские осадочно-вулканогенные формации занимают сравнительно ограниченные площади в пределах обширных территорий, на которых распространены красноцветные отложения. В Сибири, например, эти формации приурочены к огромной протяженности линейной зоне, выделяемой под названием краевого шва древней Сибирской платформы, и расположены в области подножий древних поднятий, возникших, по-видимому, на месте нижнепротерозойской геосинклинали. В области Прибайкалья и по юго-восточной окраине Сибирской платформы докембрийские красноцветные осадочно-вулканогенные формации залегают в узких грабенообразных прогибах, следуя краю предполагаемых древних сооружений. Сосредоточенные в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы такие формации тоже приурочены к структурным зонам, представляющим след активной деформации ранее возникших структур.

Сходные черты тектоники характерны и для осадочно-вулканогенных красноцветных формаций Канадской платформы. Здесь имеется ряд районов их распространения, причем для наиболее типичных случаев (озера Большое Медвежье, Атабаска и др.) однозначно указывается приуроченность этих образований к обособленным седиментационным бассейнам, отделенным от смежных приподнятых блоков системой разломов. Наконец, на Аравийской платформе такие же образования сосредоточены в системе межгорных впадин принципиально того же тектонического облика, что и на других рассмотренных территориях.

В целом, общая картина размещения докембрийских осадочно-вулканогенных красноцветных формаций в системе тектонических впадин, расчленяющих фундамент древних платформ, достаточно очевидна и, таким образом, взаимосвязь распространения этих формаций с тектоническими факторами устанавливается весьма надежно.

Девонские парагенезы красноцветных терригенных и вулканогенных пород типичны, главным образом, для областей каледонских

складчатых сооружений. Наиболее интенсивными проявлениями вулканизма были в области красноцветной седиментации на юге Сибири в пределах Саяно-Алтайской складчатой области и в Центральном Казахстане.

На юге Сибири вулканическая деятельность проявилась в областях активной перестройки ранее сформировавшихся тектонических структур, в частности на коллизионных участках древних каледонид, расчлененных в начале нижнедевонской эпохи системой разломов на отдельные блоки. Предполагается, что в восточной части Саяно-Алтайской складчатой области эти разломы были сосредоточены главным образом на своде, подвергшемся обрушению, вследствие чего на его месте возник крупный наложенный Минусинский прогиб. Здесь накапливались преимущественно базальтовые лавы. В прогибах более удаленных от края Сибирской платформы (Тувинский, Кузнецкий, Ануйско-Чуйский, Коргонский и Уйменско-Лебединский) вулканогенные породы представлены лавами разнообразного состава. Они прослеживаются не повсеместно и тяготеют к окраинам этих прогибов, обращенным в сторону платформы.

В Центральном Казахстане парагенезы терригенных красноцветных и вулканогенных пород наблюдаются преимущественно в тех участках, которые в нижнем девоне были захвачены глыбовыми перемещениями, сопровождавшими интенсивное горообразование. Вдоль тектонических швов, расчленяющих отдельные глыбы, формировались наложенные впадины, в которых накапливались грубые красноцветные толщи и продукты деятельности андезитовых и липарито-дацитовых вулканов.

На Русской платформе парагенезы вулканогенных и красноцветных пород типичны для линейных прогибов, расчлененных разломами, что можно видеть на примере девонских разрезов Днепровско-Донецкой впадины и на Тимане.

Сходные парагенезы девонских красноцветных терригенных и вулканогенных пород встречаются в Великобритании, Гренландии, Канадских Аппалачах. На всех этих территориях вулканы также располагались вдоль разломов и флексур, ограничивающих отдельные блоки, возникшие в связи с каледонскими орогеническими движениями.

Состав терригенных красноцветных пород оказывается в целом весьма сходным, а вулканических излияний меняется в зависимости от того, в какой структурной обстановке находится та или иная

область девонской красноцветной седиментации. На платформах, где тектоническая подвижность затрагивает участки, уже давно сформированные, господствуют базальтовые излияния, а в областях, которые и в девоне были охвачены интенсивными тектоническими движениями и складчатостью, лавы обычно приобретают более пестрый состав и сопровождаются широким развитием эксплозивной вулканической деятельности.

Связи вулканизма с пермской красноцветной седиментацией могут быть рассмотрены на примере некоторых районов Центральной Азии и Европы. Во всех этих районах наблюдается характерная картина размещения вулканогенно-красноцветных ассоциаций в системе впадин, ограниченных разломами и приуроченных к областям распространения глыбовых структур, возникших вслед за процессами герцинского горообразования. Состав лав, сформировавшихся в процессе внедрения магм, сравнительно пестрый, хотя в целом в системе этих впадин преобладают породы риолитового и андезитового ряда. Базальтовых лав во впадинах сравнительно немного и вообще они, по-видимому, не типичны для вулканогенно-красноцветных ассоциаций пермского возраста. Можно, соответственно, предполагать, что состав излияний для пермского периода в какой-то мере был своеобразен, что впрочем требует дополнительного анализа.

Типовые разрезы мезозойских вулканогенно-красноцветных формаций показывают, что распространение последних на территории Северной Америки и Центральной Азии, может служить основой для проведения известных параллелей с данными, имеющимися по другим возрастным срезам, пермским и более древним. Если очевидна общая приуроченность этих формаций к системе впадин, расположенных вдоль края герцинских горных сооружений (например, серия Нью-Арк или расчленяющих эти сооружения (Монголия и другие территории) то характерные черты состава вулканогенных продуктов остаются еще недостаточно ясными. Тем не менее, обращает внимание существенное распространение базальтовых излияний, наряду с которыми довольно часто встречаются риолитовые и андезитовые лавы.

Наконец, мало отличаются от данных по мезозойским вулканогенно-красноцветным ассоциациям те сведения, которыми можно иллюстрировать определенные черты строения и условий залегания, типичных для кайнозойских образований аналогичного характера. Такие ассоциации известны, в частности в Центральной Азии, в Южной

Америке, на территории Нахичеванской АССР в Советском Союзе и других местах. Приуроченность этих ассоциаций к системе впадин, обрамленных разломами и существенная роль базальтовых излияний, сопутствующих красноцветной седиментации, по-видимому, типичны и для кайнозоя.

В целом, парагенезы вулканогенных пород с красноцветными отложениями обусловлены сложными соотношениями между общими процессами, вызывающими появление определенных климатических условий в некоторые характерные периоды жизни нашей планеты, и развитием вулканической деятельности, роль которой оказывается особенно выразительной в областях, охваченных наиболее интенсивным тектогенезом. При этом глубинность структурных преобразований, вызывающих к жизни ассоциации вулканогенно-красноцветных пород, может быть оценена не только вообще по проявлению вулканизма, самого по себе являющегося показателем того, что в процесс деформации вовлечены сравнительно глубокие зоны земных недр, но, вероятно, еще и по составу вулканогенных пород, свойственных различным осадочно-вулканогенным красноцветным формациям. В частности, в том случае, когда среди вулканогенных образований господствуют базальтовые лавы, они указывают на проникновение разломов в зонах деформации, сопутствующих образованию вулканогенно-красноцветных серий, на глубины, вероятно, свыше 50-60 км. Когда же наряду с базальтовыми лавами в разрезах широкое участие принимают андезитовые и риолитовые вулканиты, речь, по-видимому, должна вестись о меньших глубинах. Однако, пути образования кислых пород за счет расплавов, проникающих также и с больших верхнеантиклинальных глубин сейчас обсуждаются во многих работах.

Подводя итог рассмотренным выше данным о красноцветных осадочных и осадочно-вулканогенных формациях, следует привести некоторые наиболее существенные выводы.

1. Сравнительно позднее появление красноцветных отложений в разрезе осадочной оболочки Земли, в ограниченных масштабах в нижнем протерозое, а в массовом развитии только начиная с конца среднего протерозоя, соответствует господствующим представлениям о вероятной малой роли окислительных процессов в древних бассейнах седиментации на ранних стадиях земной истории, в связи с относительно малым содержанием кислорода в пратмосфере. Красноцветный облик этих отложений сохранился преимущественно в назем-

ных условиях, вследствие чего красноцветные толщи можно рассматривать, как индикаторы, главным образом, континентальных обстановок.

2. По размещению красноцветов в разрезе осадочной оболочки Земли устанавливаются следующие главнейшие эпохи домезозойской красноцветной седиментации: верхнепротерозойская, девонская и пермская. Исследование домезозойских красноцветных отложений позволяет выявить существование двух главных типов красноцветов, формирующихся в одних случаях, в аридных, в других - в гумидных условиях, но всегда в обстановке жаркого или теплого климата.

В гумидной обстановке накапливались бескарбонатные или бедные карбонатами красноцветные отложения, в аридных же условиях они существенно обогащались карбонатным материалом. Для ранних докембрийских стадий развития красноцветной седиментации, характерны преимущественно гумидные условия формирования осадков, а для более позднего времени типичны существенные вариации гумидных и аридных обстановок.

3. Для докембрийских бассейнов красноцветной седиментации характерно не только сохранение красной окраски осадков, содержащих окиси и гидроокиси железа, но также образование в этих осадках сингенетичных прослоев гематита и гетита, дающих в ряде случаев рудные скопления. Эта особенность наиболее древних бассейнов красноцветной седиментации определяется, по-видимому, отсутствием в докембрии наземной растительности и, как следствие, относительной бедностью континентальных осадков органикой, являющейся активным восстановителем.

4. В начале палеозоя произошли некоторые изменения в процессах красноцветной седиментации. Пространственно разобценные в предшествующие эпохи времени с соленакоплением, эти процессы распространились на солеродные бассейны и частично на них наложились. Вследствие этого в кембрии, например, появились ранее отсутствовавшие ассоциации красноцветов с эвапоритами.

С появлением в девоне наземной растительности и, соответственно, возрастанием количества биомассы в континентальных отложениях, создались условия менее благоприятные для накопления таких красноцветных осадков, которые имели место в предшествующие эпохи. Вследствие этого исчезли из разрезов типичные, главным образом, для докембрия, красноцветные терригенные отложения с

гематит-гетитовыми прослоями. Вместе с тем, в каменноугольное время впервые появляются своеобразные ассоциации красноцветных пород с углями и бокситами. В пермский период угленосные красноцветные ассоциации приобрели сравнительно широкое распространение, хотя в целом, для верхнего палеозоя характерны преимущественно аридные ассоциации красноцветных пород.

5. Сравнительное изучение красноцветных отложений различных этапов докембрийской истории Земли позволяет выявить общую их изменчивость в различные периоды геологического времени и, таким образом, наметить некоторые черты эволюции бассейнов красноцветной седиментации. Имеются, следовательно, известные основания утверждать, что красноцветные отложения, свойственные главнейшим этапам докембрийской красноцветной седиментации, существенно различаются между собой, и что смена их во времени находится в прямой зависимости от общей эволюции осадочной оболочки Земли и ее биосферы и атмосферы.

6. Парагенез вулканогенных пород с красноцветными ясно указывает на то, что его появление обусловлено активизацией тектонических процессов в определенных областях, в периоды, когда на значительные территории земного шара распространяется общее потепление, благоприятное для накопления красноцветных отложений. Возможно, что следует говорить даже не просто о наложении двух разнородных факторов друг на друга (тектонического и климатического), а о некоторых общих причинах, способствующих образованию вулканогенно-красноцветных парагенезов, вследствие глобального проявления процессов деформации земного шара, обуславливающих активизацию структурных преобразований и вулканизма и вызывающих соответствующие общие климатические изменения на поверхности Земли.

Е.С.Бузулуцкова

#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Верхнедокембрийские красноцветные отложения Московского грабена и Оршанской впадины Русской платформы подразделяется на четыре надкомплекса, каждый из которых включает от одного до трех терригенно-минералогических комплексов и характеризуется не только определенным составом тяжелых и легких фракций пород, но и

присущими каждому из них литологическими признаками. Надкомплекс представляют собой широко распространенные геологические тела и очевидно могут быть использованы в качестве литолого-стратиграфических подразделений.

Первый, самый нижний надкомплекс, установлен в настоящее время только в пределах Оршанской впадины. К нему относится нижняя часть разреза рогачевской свиты, в строении которой принимают участие конгломераты, гравелиты и песчаники. Максимальная мощность надкомплекса составляет 82 м. Терригенно-минералогическая ассоциация этого надкомплекса является циркон-апатит-ильменит-мусковит-биотит-кварц-ортотлаз-микроклиновой. Поставщиком обломочного материала для осадков первого надкомплекса в Оршанской впадине являлись магматические (кислые и основные) и метаморфические породы. Хорошая сохранность и повышенные содержания таких малоустойчивых к процессам выветривания минералов, как калиевые полевые шпаты, а иногда и амфиболы, наряду с отсутствием каолинита, свидетельствует о том, что в областях сноса не было процессов глубокого химического выветривания, а также о быстром захоронении осадков в бассейне седиментации. Плохая отсортированность и очень слабая окатанность обломочного материала позволяет предположить, что области размыва находились недалеко от бассейна седиментации.

Второй надкомплекс выделяется и в Оршанской впадине и в Московском грабене по широкому развитию в разрезах кварцевых песчаников. Он включает пачки I, II, III Павлово-Посадского разреза и их аналоги в Руднянской и Оршанской скважинах. Максимальная мощность надкомплекса характерна для Павлово-Посада, где она оценивается в 1102 м, минимальная, 529 м, для г. Орши.

Среди терригенных компонентов этого надкомплекса преобладают устойчивые к процессам выветривания минералы, представленные турмалином, ильменитом, цирконом и кварцем. Иногда усиливается значение каолинизированных и пелитизированных калиевых полевых шпатов, биотита и апатита. Терригенный материал и в первую очередь устойчивые минералы поставлялись с областей сноса с выравненным рельефом, где господствовали процессы глубокого химического выветривания. Одновременно с корой выветривания размывались древние метаморфические толщи. Области размыва располагались, как и в период образования осадков первого надкомплекса, в райо-

нах Воронежского и Белорусского массивов и Украинского щита.

Третий надкомплекс объединяет вилчанскую и волянскую серии в разрезах Орашнской впадины и IУ, У, УI пачки в Московском грабене. Мощность этого надкомплекса изменяется в значительных пределах, от 2052 м в Павлово-Посаде и до 150 м в районе г. Орши. Третий надкомплекс состоит из ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих тонкие прослои глинистых известняков.

Корреляционные минералы в отложениях третьего надкомплекса представлены турмалин-ильменит-циркон-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевой ассоциацией. Для всего надкомплекса характерно обилие граната в тяжелых фракциях и слюдисто-полевошпатово-кварцевый состав в легких фракциях. Окатанность обломков в породах третьего надкомплекса неоднородная; наряду с преобладающими угловатыми обломками отмечаются окатанные и полукатанные.

Четвертый надкомплекс в Павлово-Посадском разрезе охватывает УI пачку (редкинская и любимская свиты), а в Руднянском разрезе — отложения котлинской свиты. В Павлово-Посаде мощность надкомплекса составляет 349 м, а в районе г. Рудни — 54 м. В составе надкомплекса преобладают аргиллиты, содержащие редкие прослои глинистых алевролитов. Терригенно-минералогической ассоциацией четвертого надкомплекса является турмалин-циркон-ильменит-мусковит-полевошпатово-кварцевая. В отличие от третьего надкомплекса для него характерно полное отсутствие граната. При образовании осадков этого надкомплекса материал продолжал поступать в бассейны седиментации из тех же областей сноса, но размыту подвергались слюдистые сланцы и магматические породы.

В заключение следует отметить, что выделенные надкомплексы хорошо устанавливаются не только в Оршанской впадине и в Московском грабене, но также и других районах центральной части Русской платформы, в частности в Пачелмском грабене. Они позволяют достаточно уверенно сопоставлять разрезы верхнекембрийских отложений на значительной территории Русской платформы.

Кембрийские красноцветные отложения Канско-Тасеевской впадины Сибирской платформы объединяются в верхоленскую свиту. Литологическое изучение отложений этой свиты позволило охарактеризовать типы терригенно-карбонатных и терригенных пород и выделить отдельные литологические комплексы. В целом для разрезов

верхоленской свиты отмечается удивительная выдержанность литологического состава отложений и отдельных маркирующих пачек и прослоев. Накопление этих отложений происходило в едином, возможно, морском бассейне, в который в определенные отрезки времени со стороны Енисейского кряжа поступало большое количество обломочного материала.

В.В.Параев

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ДЕВОНСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Перспективы расширения рудной базы на территории Тувинской АССР в настоящее время в большей мере связывают с металлогенической эпохой, соответствующей девонскому магматизму. Поскольку же металлогенические исследования опираются на выделение в земной коре крупных подразделений (формаций), актуальность изучения девонских осадочно-вулканогенных образований в формационном плане не вызывает сомнений.

На основании изучения состава и строения девонских осадочно-вулканогенных образований Тувинского прогиба выделяются два ряда красноцветных формаций (ассоциаций): терригенно-вулканогенные и вулканогенно-терригенные. Комплекс пород, участвующий в строении этих формаций выполняет крупные структуры Тувинского прогиба, обнаруживающие тесные связи со структурами фундамента и промежуточного структурного этажа.

Ряд терригенно-вулканогенных формаций представляет собой мощный сложно построенный комплекс пород преимущественно ниже-девонского возраста. В таких формациях различного состава лавы и пирокластические образования чередуются с терригенными породами. Вся эта серия пород несогласно залегает на отложениях различного возраста (от кембрийских до верхнесилурийских).

В восточных районах Тувинского прогиба в составе терригенно-вулканогенных формаций принимают участие плагиопорфиры, кварцевые порфиры, альбитофиры и реже андезитовые и базальтовые порфириты, чередующиеся с игнимбритами, туфами кислого и смешанного состава, а также с вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами и алевролитами.

В центральных районах этого же прогиба такие формации сложены диабазами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами, а также

плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиридами, реже кварцевыми порфирами, плагиопорфирами и фельзитовыми порфирами. Среди вулканогенных пород встречаются туфы среднего и основного состава, туфолавы кислых и щелочных разновидностей, туфобрекчии смешанного состава, а также песчаники и алевролиты.

В западных районах прогиба терригенно-вулканогенные формации представлены кварцевыми порфирами, плагиопорфирами, альбито-фирами, фельзит-порфирами, дацитовыми и андезитовыми порфиридами, диабазами, базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиридами, содержащими редкие прослои и пачки мелкообломочных пород вулканомиктового и полимиктового состава.

Среди терригенно-вулканогенных формаций выделяются следующие их типы: андезито-базальтовых и андезито-липаритовых ассоциаций. Первый тип ассоциаций широкое развитие получает во внутренних районах Тувинского прогиба и тяготеет к зонам мощных глубинных разломов. Второй тип приходится на западные и восточные окраины прогиба. Вулканогенные породы, участвующие в его строении, по-видимому, формировались из многочисленных и одновременно действующих вулканических аппаратов центрального типа, о чем свидетельствует резкая фациальная изменчивость и высокий коэффициент эксплозивности лавовых излияний.

Ряд вулканогенно-терригенных формаций объединяет преимущественно осадочные породы, среди которых продукты вулканической деятельности играют резко подчиненную роль. Подобные формации развиты в основном в центральных районах Тувинского прогиба. В целом породы этого ряда формаций сосредоточены преимущественно в верхней части разреза девонских вулканогенно-осадочных отложений и охватывают главным образом нижнюю половину эйфельского яруса среднего девона. Они обычно согласно залегают на вулканогенных образованиях нижнего девона и лишь в редких случаях несогласно перекрывают силурийские породы.

Проведенное исследование дает возможность раскрыть внутреннее строение, вещественный состав и условия формирования девонских осадочно-вулканогенных образований и установить особенности истории геологического развития Тувинского прогиба. В частности показано, что вулканогенные образования основного и среднего состава приурочены главным образом к внутренним районам прогиба, к зонам мощных глубинных разломов. По направлению к поднятиям они

замещаются толщами кислых эффузивов, реже лавобрекчий, туфов, иг-  
нимбритов. Вулканогенные породы кислого состава тяготеют к зонам  
крупных тектонических поднятий, таких как Западный Саян, Восточ-  
ный Танну-Ола и многие районы Восточно-Тувинского нагорья, а  
также к периферии воздымающихся участков складчатого обрамления.  
Девонские магматические комплексы представлены не только эффу-  
зивными и пирокластическими образованиями, но и различными суб-  
вулканическими и интрузивными телами.

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ  
ФОРМАЦИИ

Поиски осадочных руд фосфора на территории Сибири и Дальнего Востока с самого начала были ориентированы на идею выявления формационных аналогов крупных известных фосфоритовых месторождений, обнаруженных к шестидесятым годам в Казахстане, Южном Китае и Северной Америке. По возрасту эти месторождения относятся к палеозою и позднему докембрию; по составу вмещающих отложений — к кремнисто-карбонатному типу; по тектоническому положению — к геосинклинальным. Широкое развитие верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений в геосинклинальных комплексах южных районов Сибири и Дальнего Востока, выдвинуло домезозойские геосинклинальные фосфоритоносные формации в число первоочередных объектов поисковых и исследовательских работ. Работы лаборатории осадочных формаций ИГиГ, начатые по этой теме с 1962 года, в 1971-1975 гг. были направлены на изучение эталонных фосфоритоносных формаций с целью их сравнения для выработки критериев прогноза и оценки фосфоритоносности конкретных участков. Это потребовало проведения методических исследований прежде всего в абстрактном аспекте; затем полевых наблюдений, обобщения литературных данных. Полевые работы были сосредоточены на наиболее крупных рудопроявлениях Алтае-Саянской геосинклинальной области и на эталонных крупных месторождениях нижнекембрийско-позднедокембрийского возраста Каратауского (южный Казахстан) и Хубсугульского (северная Монголия) фосфоритоносных бассейнов.

## I.

Методические исследования в формальном плане были вызваны тем, что дальнейшее углубление попыток отыскать новые закономерности в размещении интересующих нас объектов (фосфоритовых месторождений) на основе визуального сопоставления и сравнения между собой накопленных геологических материалов перестали приносить ощутимые результаты. Объем накопленной информации в настоящее время превышает возможности "ручной" обработки. Поэтому возникла необходимость обратиться к быстродействующим решающим устройствам. Эти методические разработки были начаты с прояснения и конкретизации

существа действий геолога, проводящего формационный анализ в традиционном плане. И ранее всего потребовалось осмысление процедуры выделения геологических объектов исследования вообще, в частности, — рудоносных формаций.

В работе (Еганов, 1971) был разобран вопрос о диалектическом взаимодействии субъекта и объекта применительно к ситуации геологических исследований. Было показано, что в современном подходе субъект и объект не могут быть жестко разграничены, а составляют диалектическое единство; что обоснованное решение о способе группирования, например, монопородных тел в геологические формации может быть найдено только при условии четкого формулирования цели научного исследования, достижение которой должно быть проверяемо с помощью заранее сформулированных критериев.

Затем был затронут круг вопросов, связанных с постановкой задач парагенетического, фациального и формационного анализов, с разработкой способов их решения. Была определена контролируемая схема отыскания связи между свойствами объектов и созданы формальные схемы выделения объектов, отвечающих понятиям о фациях, формациях, парагенетических ассоциациях.

Результаты этих исследований, необходимые для использования ЭВМ при осуществлении перечисленных видов геологического анализа, были изложены в книге (Воронин, Еганов, 1972).

Фациальный и формационный анализы в геологическом исследовании рассматривались как подразделение геологического пространства  $R$ , заданного множеством элементарных геологических тел (т.е. тел, выполненных одним видом вещества — породой — по заданной классификации), на области, отвечающие соответственно определению фации и формации.

Для операционального определения этих понятий были рассмотрены варианты традиционного проведения фациального и формационного анализов, отброшены неконтролируемые или тривиальные варианты, принят логически замкнутый вариант. В этом аспекте цель фациального анализа определена как: определение условий и обстановок образования сложных геологических тел или их частей на основании идеи о возможности такого определения по сведениям об условиях и обстановках образования элементарных тел, составляющих сложные. Цель формационного анализа была определена как косвенное установление некоторых свойств сложных геологических тел на основании идеи о

возможности такого определения по сведениям о свойствах и взаимоотношениях элементарных тел, составляющих эти сложные тела.

Исходя из этих целей, были формально разработаны схемы процедур фациального и формационного анализов.

Для составления схемы ф а ц и а л ь н о г о а н а л и з а введены вспомогательные понятия: связность элементарных тел, компоненты связности, соседство, пространственные компоненты связности, пространство признаков и нек. другие. Формальная схема проверяемого фациального анализа представляется в следующем виде:

---

Первый этап  
(выбор исходных посылок)

1. Фиксация множества элементарных геологических тел  $A$ , задающих рабочее геологическое пространство.
2. Выбор объективно наблюдаемой системы свойств этих тел  $U$  и классификации  $(A:U)$ , перечисляющей классы этих тел по их свойствам.
3. Выбор системы признаков  $V$ , классифицирующих обстановки и условия образования как для элементарных тел, так и для сложных тел; задание классификации  $(A:V)$ .

---

Второй этап  
(выбор исходной аксиоматики)

1. Устанавливается соответствие между двумя классификациями-перечислениями  $(A:U)$  и  $(A:V)$ . Каждому классу  $(A:U)$  ставится в соответствие область в пространстве признаков  $V$  на основании некоторых фиксированных аксиом. Фациальный анализ не тривиален и имеет смысл лишь тогда, когда какому-либо одному классу элементарных тел ставится в соответствие множество классов условий и обстановок образования.

---

Третий этап  
(группирование)

Множество элементарных тел  $A$  разбивается на "компоненты связности"-совокупности таких тел, пересечение областей которых в пространстве  $V$  не пусто.

Каждая "компонента связности" разбивается на "пространственные компоненты связности" - группы элементарных геологических тел одной компоненты связности соприкасающихся друг с другом. Каждая такая группа тел подразделяется на подгруппы, куда входят только такие тела, области которых в пространстве  $V$  имеют общую область пересечения.

---

Четвертый этап  
(нахождения общих областей пересечения)

Исходя из заданных условий анализа и требований к телам и классам ( $A:V$ ) каждой подгруппе элементарных тел  $B$ , имеющих в пространстве  $V$  общую область пересечения, приписывается эта область в пространстве  $V$ .

---

Затем сложные тела  $B$  (фации) можно принять за элементарные и определять условия образования сложных геологических тел более высокого "уровня".

Исходя из приведенной схемы фация-индивид определяется как сложное геологическое тело, которому в пространстве условий и обстановок образования можно приписать односвязную область.

Применяя аналогичный подход, авторы разработали схему и формационного анализа. Сущность идеи последнего заключается в эффективном (для определенной цели) разделении геологического пространства фиксированного класса  $R$  на сложные геологические тела  $B$ , обладающие заранее заданными целостными (т.е. присущими всему телу  $B$ ) свойствами. Для этого необходимо

на первом этапе:

- а) формально зафиксировать множество элементарных тел, которыми задается пространство  $R$ ;
- б) выбрать и зафиксировать систему признаков этих тел по некоторым свойствам  $U$ , построив классификацию-перечисление ( $A:U$ );
- в) зафиксировать множество сложных тел  $B$  и выбрать 2 системы признаков, а именно: систему признаков  $F$  присущих телам  $B$ , которая разбивает множество  $B$  на интересующие нас классы, и систему

признаков  $\Phi$  присущих элементарным телам  $A$ , которая выбирается с учетом того, что тела  $B$  составляются из тел  $A$ , пользуясь которой можно группированием тел  $A$  получать интересные нас тела  $B$ . По признакам  $\Phi$  строится классификация-перечисление  $(B:\Phi)$ .

На втором этапе:

устанавливается соответствие между классификациями  $(B:F)$  и  $(B:\Phi)$ , то есть строится алгоритм распознавания, который обозначим  $Q$  ( $\Phi \rightarrow F$ ), позволяющий перейти от результатов использования системы  $\Phi$  к результатам применения признаков  $F$ .

На третьем этапе:

выбирается алгоритм группирования тел  $A$  в тела  $B$ , обозначаемый  $P$  ( $A \rightarrow B$ ).

На четвертом этапе:

каждому полученному телу  $B$  на основании использования алгоритма  $Q$  ( $\Phi \rightarrow F$ ), приписывается класс  $B$  по системе признаков  $F$  и, по аналогии, все свойства этого класса.

На основании описанной процедуры, дается формальное определение формации-индивида: это сложное тело  $B$ , принадлежащее определенному классу тел. Этому телу в пространстве свойств  $F$  можно приписать фиксированную односвязную область.

Таким образом и фациальный, и формационный анализы предназначены для определения свойств сложных тел через свойства элементарных составляющих. При фациальном анализе мы группируем элементарные тела так, чтобы удалось определить (с соблюдением фиксированных требований) условия и обстановки образования полученной группы. Класс этих условий и обстановок заранее не известен, и определяется через классификацию условий и обстановок образования элементарных тел (в терминах этой классификации). При формационном же анализе его цель содержательно не фиксируется. Группировка элементарных тел в формацию ведется так, чтобы у группы появилась целостность, выявляемая новым свойством ее, отличающимся качественно или количественно от свойств, присущих элементарным телам. Но это новое свойство сложного тела должно быть указано заранее, только тогда можно избежать множественности решения задач формационного анализа и установить критерий правильности формационных построений, до сих пор отсутствующий во всех работах, касающихся "формаций".

Для обоснованного проведения фациального и формационного

анализов требуется разработать алгоритмы соответственного распознавания, группирования и перехода от одной классификации к другой.

В книге (Воронин, Еганов, 1972) приведена схема сравнения процедур этих анализов, отмечено, что возможны обращенные виды их.

При рассмотрении существа, идеи и процедуры парагенетического анализа был также использован операционный подход. Парагенезис истолкован как устойчивая по заданному порогу связь между свойствами объектов. Для пары свойств  $X$  и  $Y$ , определенных на множестве элементарных геологических тел  $A$ , наличие связи определяется в том случае, когда  $N_{ij} < mn$ , где  $n$  — число логически возможных значений  $X$ ,  $m$  — число таких значений для  $Y$ , а  $N$  — число парных определений этих свойств.

Критерий связи между двумя переменными  $X$  и  $Y$  определяется формулой  $\rho(Y/X) = \frac{nm - N}{nm - n}$ , который  $0 \leq \rho \leq 1$ .

Связь существенна, когда  $\rho \geq \alpha > 0$ .  $\alpha$  для различных задач парагенетического анализа выбирается из содержательных соображений.

Форма связи между двумя переменными определяется как описание формы плоской фигуры, ограниченной линиями, параллельным осям, на которых откладываются значения переменных  $X$  и  $Y$  и проведенными по уровню минимального значения этих свойств, и линий регрессии парных значений этих переменных.

Приведен порядок действий по установлению парагенетической связи между классами на модельном примере. На основании этого выработаны формальные определения парагенетической ассоциации элементарных геологических тел четырех родов таких ассоциаций; обсуждены вопросы существования и единственности решения задачи о выделении парагенетических ассоциаций.

Дальнейшая разработка основ формального подхода к фациальному, формационному и парагенетическому анализам пошла по линии отыскания конкретной процедуры упорядочения слоев осадочных толщ относительно заданного объекта — рудной залежи. Поставленная задача такого упорядочения, решение которой должно было выразиться в определении системы взаимосвязанных объектов, которую можно было бы назвать рудоносной (или какой-либо иной) формацией, ока-

залась нетривиальной и теоретически очень интересной, вследствие ее значения для достижения многих типичных геологических целей и, в первую очередь, для поиска полезных ископаемых. Теоретическое исследование возможностей решения такой задачи при различных природных ситуациях и разработка программы отыскания ее решения с помощью ЭВМ проводилось в содружестве с лабораторией математического моделирования в геологии и геофизике Вычислительного центра СО АН СССР. Итогом явилось отыскание решения данной задачи на модельном примере и схемы решения в общем виде.

Решение задачи выделения рудоносной формации (Воронин, Еганова, Еганов, 1975) сводится к отысканию индикаторов руды и того порядка, в котором эти индикаторы обычно располагаются по отношению к рудному телу (как непосредственно, так и через посредников). Исходным базисом для построения рудоносной формации является: а) задание класса областей геологического пространства (например,  $K$  геологических колонок); б) разбиение этих областей на элементарные тела, которые предстоит сгруппировать в формации (выбор классификации элементарных тел); в) задание бинарных отношений между элементами формации.

Число классов элементов (число горных пород, различаемых при решении задачи) не должно быть очень большим (много сотен). Решить задачу упорядочения — значит указать структуру на множестве классов элементарных тел. В наилучшем решении все эти классы, учитываемые при построении формации, находятся в фиксированном отношении к другим классам, а сама формация имеет оптимальные размеры, обеспечивающие эффект экономии сил и средств при прямом ее поиске.

Процедура построения рудоносной формации заключается в следующем:

1. а) обобщение высказываний о бинарных отношениях литотел;  
б) сокращение высказываний о бинарных отношениях литотел на основе рассмотрения имеющегося материала (частных литологических колонок).

2. Задается совокупность некоторых свойств  $F$ , измеренных на всех элементарных литотелах  $A$ . Задача второго этапа состоит в том, чтобы, во-первых, задать структуру подмножества  $A$ , (то есть всех элементарных тел, входящих в описание имеющегося частного материала) с помощью свойств  $F$ , во-вторых, достроить структуру

на всем множестве  $A$ .

Был описан алгоритм достроения структуры множества  $A$ , а так же рассмотрен модельный пример построения рудоносной формации. В итоге проделанной процедуры из множества элементарных тел  $A$  выбирается некоторое подмножество, члены которого в пределах всего имеющегося материала (экспериментального, наблюдаемого и т.д.) находятся в одних и тех же отношениях к руде и между собой. Рудоносная формация определяется как часть геологического пространства, заключенная между крайними координатами членов данной структурной ассоциации вместе с "наполнителями" случайного характера, находящимися между ними.

Руководствуясь предложенной схемой данной процедуры, можно отыскивать закономерности в порядке расположения слоев на заданном множестве последовательностей напластования (литологических, стратиграфических и др. колонок) вне зависимости от их длины и количества различаемых пород. Полностью автоматизировать проведение этой процедуры пока не удалось, и решение отыскивается методом "машина-человек".

Помимо решения модельных примеров по описанной схеме были обработаны несколько десятков колонок, составленных для районов пермского фосфоритоносного бассейна западных штатов США (по опубликованным материалам Геологической службы США) и для области бассейна Каратау по материалам, составленным исполнителями данной темы.

Для североамериканского бассейна был выявлен такой порядок расположения слоев, индексирующий присутствие в колонке рудных тел, который не обнаруживался путем визуальной оценки колонок. По бассейну Каратау новой закономерности не обнаружилось, но полностью подтвердился порядок, установленный путем визуального сопоставления колонок. Таким образом, теоретическая постановка задачи упорядочения и ее решение с помощью ЭВМ обеспечивает отыскание порядка в расположении геологических объектов, что подтверждено экспериментально. Отыскание решения в конечных условиях может быть полностью автоматизировано, а кроме того, проведенный теоретический разбор процедур фациального, формационного и парагенетического анализ в определенной мере может способствовать развитию мышления в области этих важнейших методов теоретической геологии.

Результаты регионально-геологических, детальных литологических исследований и систематизации литературных данных будут описаны следующими параграфами.

I) Результаты систематизации накопленных материалов и наблюдений.

а) Сопоставлены материалы по четырем древнейшим фосфоритоносным бассейнам близких в возрастном отношении и по типу руд: Каратаускому нижнекембрийско-позднерифейскому бассейну, Хубсугульскому (аналогичного возраста), бассейну Южно-Китайской платформы (аналогичного возраста) и среднекембрийскому бассейну Северной Австралии. Кроме того учтены все имеющие отношение к целям сопоставления (выснение набора литологических спутников-индикаторов пластовых богатых фосфоритов и порядка расположения этих индикаторов) материалы по пермскому североамериканскому бассейну Фосфория и присредиземноморскому поясу фосфоритовых месторождений Северной Африки и Ближнего Востока. Вместе с выводами об установленных закономерностях, которые могут быть использованы в практических прогнозно-поисковых и оценочных исследованиях, поставлены вопросы, требующие решения для дальнейшей эффективизации подобных исследований; отмечены концепции, требующие пересмотра, пробелы в знаниях; указаны пути дальнейших исследований (Еганов, 1974).

б) Домезозойские геосинклинальные фосфоритоносные формации сложены преимущественно разнообразными доломитами, среди которых второстепенную роль в разрезах играют кремнистые и глинистые слои и совершенно незначительную — прочие (крупно- и грубообломочные терригенные, эффузивные, пирокластические и др. образования).

Карбонатный материал ранее считали сплошь хемогенным, но он обычно обнаруживает признаки фитогенного происхождения. Вопрос о первичности доломитового состава карбонатных слоев, вмещающих руды, остается открытым.

Кремнистые породы подразделяются на две группы: а) несомненно осадочные (хемогенные?) кремнистые сланцы и кремнисто-глинистые породы и б) полосчатые и бестектурные силициты, носящие признаки органогенного осадения, но, вместе с тем, и признаки существенного перераспределения кремнезема путем метасоматоза по некремнистым образованиям.

Фосфоритовые глинистые породы, часто превращенные в серицитовые сланцы, минералогически преимущественно имеют гидрослюдистый состав, изредка с небольшой примесью каолинита и совсем редко — со значительным его количеством. Глинистый материал встречается в совершенно различных соотношениях с кремнистым и карбонатным, очень редко образуя чисто глинистые прослои. Слои с глинистой примесью обнаруживают довольно четкую приуроченность к ближайшим окрестностям продуктивных горизонтов.

Терригенная алевро-псаммитовая примесь в породах продуктивного интервала разреза (в разрезе "фосфоритоносной формации") представлена почти одним кварцем. Кластогенные текстуры весьма обычны в слоях фосфоритоносных формаций, но в большинстве случаев обломки могут рассматриваться, как продукты местных подводных размывов и оползаний.

Основным видом седиментации, на "фоне" которого происходит фосфоритонакопление, является карбонатообразование. Оно не сопровождается привнесением терригенного материала в заметных количествах, но происходит совместно с осаждением материала, характерного для морских зон, примыкающих к выровненной суше или даже находящихся вне досягаемости терригенного материала. Вместе с тем, наличие "текстур возмущений" в осадках этих зон (текстур ряби, течений оползаний, взламывания, взмучивания и т.п.) говорит о том, что зона фосфоритонакопления характеризовалась весьма умеренными глубинами или быстрыми течениями, частой сменой характера седиментационного процесса, в общих чертах не выходящего за рамки того, что происходит в спокойных частях бассейнов с низкими берегами. Палеогеографическая близость к берегу подразумевается, исходя из состава продуктивных отложений, но не может быть признана обязательным фактором.

в) При сравнении строения разрезов различных крупных месторождений фосфоритов в геосинклинальных комплексах выявлено, что богатые залежи оказываются приуроченными к нижним частям карбонатных толщ, реже — к прицентральной их зонам. К верхним частям таких толщ оказываются приуроченными разубоженные залежи регрессивного этапа. Такая асимметрия в структуре продуктивных комплексов должна учитываться при ориентации поисковых и прогнозных работ. Чем менее стабильна была тектоническая жизнь прогнозируемого региона, тем сильнее будет проявляться асимметрия продуктив-

ности разрезов потенциально фосфоритоносных формаций.

2) Детальное литологическое изучение пластовых фосфоритов и вмещающих их пород на крупных и мелких месторождениях показало, что слагаемые ими слои подверглись существенным преобразованиям. Последние выразились в перераспределении карбонатного, кремнистого и фосфатного веществ и происходили при значительной роли первичных седиментационных текстур и структур, контролируясь и направляясь ими. В результате преобразований возникают новые текстуры, в частности псевдокластические. Время преобразования установить трудно, но есть основания полагать, что оно не ограничивалось временем диагенеза, а захватывало и более поздние стадии существования осадков. Таким образом, процессы диагенетического и катагенетического метасоматоза приводят к возникновению новообразований псевдоседиментационного облика (Еганов, 1972<sub>1</sub>; Еганов, 1972<sub>2</sub>). При уточнении времени этих преобразований были выявлены некоторые неясности методических посылок учения о постседиментационных преобразованиях, чему были посвящены две методологические работы (Еганов 1972<sub>3</sub>; Еганов, Ивановская, в печати).

Возможности значительного преобразования фосфоритов геосинклинальных формаций должны учитываться при оценке древних фосфоритоносных комплексов на продуктивность и при прослеживании фосфоритов по простиранию, а также при интерпретации фактов присутствия в разрезе фосфоритоносной формации тех или иных образований, например, класических пород, силицитов и некоторых других.

Сравнение кембро-рифейских осадочных фосфорных руд Сибири и Дальнего Востока с известными крупными месторождениями фосфоритов обращает внимание на следующие особенности первых:

- а) неправильная, часто причудливая форма фосфатных выделений; стратификация их лишь на уровне пачек, а не слоев;
- б) отсутствие четких и резких границ между рудой и вмещающими породами;
- в) низкое качество, невыдержанность и малые размеры залежей;
- г) неравномерность распределения рудных тел в разрезе и большой их разброс;
- д) редкость типично оолитовых и пеллетных структур фосфатного вещества;
- е) отсутствие в рудах текстур, несомненно порожденных дви-

жущейся водой при общем мелководном характере фосфоритоносных пачек;

ж) приуроченность фосфатных скоплений к границам между разнородными образованиями;

з) факты замещения фосфатами (как и силицитами) нефосфатных пород;

и) совпадение ряда рудоконтролирующих факторов у осадочных месторождений фосфоритов и метасоматических (или полигенных) месторождений цветных металлов.

Перечисленные данные могут свидетельствовать о том, что некоторые из залежей фосфоритов Алтае-Саянского бассейна могут оказаться существенно преобразованными или даже новообразованными за счёт фосфатов, первично-рассеянных по отложениям.

3) В течение пяти лет специально изучалась территория фосфоритоносного бассейна Каратау. Целью этих работ было уточнение структуры фосфоритоносных отложений базальной части тамдинской серии, выявление индикаторов руд в нижележащих и вышележащих толщах, определение причин выклинивания и разубоживания фосфатных руд по простиранию. Одной из основных задач являлось также исследование связи структуры фосфоритоносных отложений с подстилающим субстратом.

Для решения поставленных задач были предприняты работы по детальной стратиграфии каройского комплекса докембрия и кембрийских отложений в объёме шабактинской свиты, чулактауской (продуктивной) свиты и, особенно нижележащей беркутинской — также фосфоритоносной-свиты, именуемой обычно "нижним доломитом". Результаты этих исследований частично опубликованы (Еганов, Советов, 1974; Еганов, Советов, Страхов, 1975; Советов, Еганов, 1976).

а) Фосфоритовая пачка на участке Караултубе замещается (без изменения мощности) темно-серыми фитогенными (микрофитолитовыми) доломитами. Учитывая данные по Большекаройской долине, где также предполагается аналогичное замещение, можно констатировать факт обрамления фосфоритов по западному краю бассейна карбонатными отложениями. Поскольку доломитовый аналог фосфоритов по латерали не отличается от пород нижней части тамдинской серии, следует предполагать, что в более удалённых рай-

онах Большого Каратау и Таласского Алатау уровень фосфатонакопления соответствует нижним карбонатным слоям кембрийской серии пород, а не подстилающим их фтанитам.

б) Выяснено, что на территории Каратауского бассейна первые фосфатопоявления осадочного происхождения пространственно связаны с нижними слоями тамдинской серии, а не с каройским комплексом. Эти слои, залегающие стратиграфически ниже продуктивного горизонта (чулактауской свиты), выделены в самостоятельную беркутинскую свиту. Она отличается от подстилающих пород прежде всего включением фосфоритовых зёрен, небольших фосфоритовых линз и слоёв. Беркутинская свита представляет собой стратиграфическое подразделение с невыдержанной мощностью и составом. Выделяются западный и восточный типы разрезов этой свиты, фиксирующие карбонатную и терригенно-карбонатную фации, связанные транзитными маркирующими пачками доломитов. Восточная фация этих отложений выделялась ранее под названием кышбактинская свита.

в) Установлено, что беркутинская свита налегает на поверхность размыва каройского комплекса и там, где она контактирует с его самой верхней - курганской-свитой, в подавляющем большинстве случаев содержит обломки подстилающих туфов и туфоалевролитов. Тем не менее на значительной территории бассейна (Аксайская, Батырбайская, Коксуйская и Малокаройская долины) отмеченный разрыв сопровождается субпараллельным прилеганием базальных слоёв тамдинской серии и каройского комплекса. Следовательно, предберкутинской эпохе тектонических поднятий не предшествовали складчатые деформации каройского комплекса или они были неощутимо малы.

г) Предберкутинский денудационный перерыв не был повсеместным, так как на фосфоритовом месторождении Герес был установлен постепенный переход беркутинской фосфоритонесной свиты в подстилающую толщу полимиктовых конгломератов (Еганов, Советов, 1974). Толща конгломератов выделяется нами в самостоятельную гересскую свиту, которую нельзя поместить в ранее зафиксированные объёмы тамдинской серии и каройского комплекса. Гересская свита, возможно, соответствует наиболее молодому дофосфоритовому стратиграфическому уровню, которому за пределами Малого Каратау принадлежат конгломератовые и валунно-глинистые отложения байконурской свиты (Большой Каратау и Улутау), терексайской свиты (Таласский

Алатау), верхней части джетымской серии (Джетымтау). Названные подразделения, в целом, составляют горизонт так называемых субкембрийских "тиллитов". Нам представляется, что предтамдинская (предкембрийская) эпоха выравнивания рельефа и формирования на территории Тянь-Шаня и Каратау пенеплена близка по времени накоплению гересских конгломератов.

д) Впервые в пределах Каратауского бассейна выделен крупный "рифогенный" известняковый комплекс верхнерифейского возраста, что позволяет существенно детализировать историю развития миогеосинклинали. Как признаётся большинством исследователей, фосфоритонакопление Каратауского бассейна происходило в миогеосинклинальной области. Об этом убедительно свидетельствует докембрийский стратиграфический формационный ряд, в котором различают флишевую (флишеподобную) и молассовую (молассоподобную) формации — соответственно большекаройская и коксуйская свита. То, что район Малого Каратау представлял собой в докембрии миогеосинклиналь, находит себе ещё большее подтверждение после обнаружения известняковой "рифовой" формации. Как отметил Н.С. Шатский (1955), "рифовая" формация обычно слагает среднюю часть формационного вертикального ряда миогеосинклинали. В Малом Каратау эта формация сложена фитогенными (микрофитолитовыми и строматолитовыми) и микритовыми известняками и брекчиями, состоящими из их обломков, и более редкими кристаллическими доломитами и красноцветными песчанистыми мергелями. Стратиграфически она представлена джаньтасской серией мощностью более 3000 м (Еганов, Советов, Страхов, 1975). Массив джаньтасских известняков приурочен к северо-западной части бассейна и вытянут параллельно простиранию основных разрывных и складчатых дислокаций Малого Каратау, а также простиранию докембрийских структурно-фациальных зон. "Рифовая" формация подчёркивает собой границу флишевого трога и молассового прогиба. Её продолжение на юго-западе района (Малокарыйская долина) было установлено по наличию среди пестроцветных терригенных отложений коксуйской свиты фитогенных онкоидов — аналогов нижних пачек верхней половины джаньтасской серии. Онкоиды представляют собой цепь линзообразных тел (от 1х3 до 100 х 500 м) белых строматолитовых и микрофитолитовых известняков, залегающих среди красных аргиллитов и зелёных полимиктовых песчаников (Советов, 1975). В совокупности онкоиды образуют прерывистый язык

"рифовой" формации, указывающий на значительную протяжённость линии, которая отделяет флиш от молассы и, видимо, связана с глубинным разломом.

е) В связи с открытием джанытасской известняковой серии получили новое освещение ряд кардинальных вопросов стратиграфии докембрия фосфоритоносного бассейна. Ранее каройский комплекс подразделялся на три свиты снизу вверх: большекаройскую, коксуйскую и малокаройскую. В отношении двух последних некоторыми исследователями применяется также более дробное стратиграфическое деление на актугайскую, чичкенскую и курганскую свиты. Джанытасская серия нами подразделяется на две свиты — шошкабулакскую (нижнюю) и тогузбайскую, контактирующие друг с другом с угловым несогласием. Шошкабулакская свита залегает, видимо, с постепенным переходом на большекаройской. Тогузбайская свита достаточно достоверно сопоставляется с терригенной пестроцветной толщей Малокаройской долины, которая одними исследователями выделяется в коксуйскую свиту, другими подразделяется здесь же на коксуйскую и большекаройскую свиты. Поскольку терригенные толщи Малокаройской и Большекаройской долин разделены стратиграфическим перерывом, равным объёму шошкабулакской свиты, то второй вариант является искусственным построением. Отмеченные толщи обеих долин ясно различаются также по составу и строению отложений. Наименование "большекаройская свита" нами оставляется только для одной из них: толщи Большекаройской долины. В Малокаройской долине распространена только коксуйская свита. Большекаройская свита объединяет флишеподобные грувакки, коксуйская — чередование крупных пачек грубых литокластических псаммитов и красных известковых алевро-аргиллитов.

В джанытасской серии впервые для Малого Каратау была установлена верхнерифейская ассоциация строматолитов и верхнерифейско-юдомская ассоциация микрофитолитов (Еганов, Советов, Страхов, 1975). Таким образом, вместе с известными палеонтологическими данными, докембрийский разрез представляет такую последовательность отложений: большекаройская свита — предположительно верхнего рифея, джанытасская серия и коксуйская свита — верхнего рифея, малокаройская свита — венда. Фосфоритоносные отложения вероятнее всего имеют ранне-нижекембрийский возраст.

ж) Проблема геотектонического режима в эпоху фосфоритонакоп-

ления и характер деформации верхнедокембрийских толщ являются объектом дискуссии. Нам представляется, что определённую ясность в решение этих вопросов вносят данные об эпохах складчатости нижнего этажа Каратауского бассейна. В позднем докембрии Малого Каратау устанавливаются четыре эпохи положительных тектонических движений, результатом которых была денудация части накопившихся отложений. Две ранние эпохи такой тектонической активизации (верхнерифейской и предвендской) были связаны со складчатыми деформациями толщ и могут рассматриваться как фазы складчатости, установленные по угловым несогласиям внутри каройского комплекса. В работе (Советов, Еганов, 1976) впервые на территории Малого Каратау были рассмотрены предтогузбайское и предберкутинское угловые несогласия. Первое касается взаимоотношения двух подразделений джанытасской серии и отражает срезание базальной пачкой гравелитов тогузбайской свиты складчатых дислокаций шошкабулакской и, косвенно, связанной с ней большекаройской свит. Предберкутинское угловое несогласие проявляется только в месте контакта фосфоритоносных отложений с наиболее древними свитами каройского комплекса. В частности, такое несогласие отчётливо устанавливается на участке Джанытас, где беркутинская свита налегает на различные пачки тогузбайской свиты, на протяжении 20 км срезает её полностью и переходит на шошкабулакскую свиту (Советов, Еганов, 1976). В Большекаройской долине беркутинская свита залегает на самых нижних слоях шошкабулакской свиты и переходит на большекаройскую свиту. Крупноскладчатая структура тогузбайской свиты создана задолго до отложений беркутинской свиты и является результатом предвендской складчатости. В Коксуйской долине на тогузбайскую свиту с несогласием налегают более древние отложения актугайской и, связанной с ней, малокаройской свит венда.

Во многих работах определяющая роль в формировании докембрийской структуры Малого Каратау отводится предтамдинскому (предкембрийскому) складкообразовательному процессу. Как отмечено выше, существование предтамдинской складчатости проблематично, т.к. при градиенте срезания каройского комплекса хотя бы 200 м на 1 км расстояния неизбежно проявилось бы видимое угловое несогласие с вендскими отложениями, чего нет. Предтамдинский перерыв обязан своим проявлением вертикальным тектоническим

движениям территории Малого Каратау.

з) Стратиграфический и литологический анализы разрезов приводят к заключению, что современное строение близрасположенных друг к другу участков Каратауского бассейна сильно различается. Установленные угловые несогласия слишком незначительны, чтобы объяснить такое различие. Следовательно, строение докембрийского этажа, зафиксированное в пластах тамдинских (кембрийских) отложений, нельзя связывать не только с одной фазой складчатости, но также и с суммой всех фаз. Резкость фациальных отложений и выпадение из разреза на коротком расстоянии толщ большой мощности больше соответствуют представлению об автономном развитии отдельных крупных блоков, сопряжённых друг с другом по разломам. Площади осадконакопления в каройское время последовательно смещались на восток и не перекрывали друг друга полностью. На заключительном этапе осадконакопления только опущенный восточный блок перекрылся песчаниками, туффитами, туфоалевролитами мелкокаройской свиты, а подстилающие её (актугайские) прибрежно-морские песчаники и гравелиты в Мелюкаройской долине указывают примерно на юго-западную границу этого блока.

Гипотеза о древнем заложении блоков Каратауского фосфоритоносного бассейна находит себе подтверждение в строении фосфоритоносной толщи. На коротком расстоянии мощность беркутинской свиты изменяется в 10-15 раз. С погружением блоков можно связывать крупнейшие месторождения фосфоритов бассейна: Чулактау, Аксай, Коксу, Джанытас, Кокджон.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФАТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Введение

Основными разрабатываемыми вопросами являлись:

А. Поведение фосфора в корах выветривания фосфоритов и апатит-содержащих пород; минералогическая зональность и распределение содержания фосфора в основных генетических типах кор выветривания;

Б. Петрография и условия образования основных текстурно-структурных типов фосфоритов;

В. Особенности минералогии кальциевых фосфатов группы апатита в фосфоритах, связанных с выветриванием, влияние первичных условий образования на состав этих минералов, характер их преобразования при диагенезе, катагенезе и выветривании.

Одновременно продолжалась работа над генетической классификацией месторождений и проявлений фосфатов рассматриваемого типа и их экономической оценкой.

При изучении минералогии фосфатов применялись методы электронного парамагнитного резонанса (Л.Г. Гилянская, М.Я. Щербакова), рентгеновского, в том числе с применением некоторых специально разработанных методик (Л.М. Кривошукская, Т.Н. Григорьева), инфракрасной спектроскопии (Д.К. Архипенко, В.Н. Столповская), ядерного магнитного резонанса (А.М. Вехрамеев).

Группа месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием, объединяет накопления фосфора непосредственно в элювии кор выветривания и в перестолженных продуктах выветривания, континентальных или морских, сохранивших тесные связи с кора́ми выветривания, хотя собственно к кора́м выветривания данные образования уже не относятся.

Г. Генетическая классификация месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием

Месторождения и проявления фосфатов, связанных с выветриванием, распространены в Европе, Азии, Африке, Америке, Австралии и на океанических островах. В существующих классификациях месторож-

Условия накопления материала	Накопление и преобразование материала, связанное с первичным выветриванием			Позднейшие стадии накопленного выветривания				
	Первично-фосфатноносные выветривающиеся породы	Тип первичного фосфата	Характер первичного выветривания		Латеритное	Ниже латеритной стадии или не проявлено		
Континентальные и островные (закомальные) образования, карстовые отложения и др.)	Осадочные	Фосфориты	Характер первичного выветривания				Латеритное	Ниже латеритной стадии или не проявлено
			Карбонатные и карбонатно-терригенные	Латеритное (преобладают аллюмофосфаты и (или) железофосфаты)	Ниже латеритной стадии (преобладают кальциевые фосфаты)			
	Магматические	Массивные	Апатиты	Карбонатные (карбонатиты)	Месторождения Тисс, Сенегал; верхняя зона формации Хотюра на части площади на севере Флориды и др.	Месторождения Бельгинское, Теленское, Амисское; Оурым и селье фосфориты Теннесси, твердые фосфориты Флориды и др.	Многие поверхностные зоны месторождений и проявлений различных типов Казахстана, Северной Африки, Америки, Австралии; речные фосфатные галечники	
				Магнетит-апатитовые	Алюмофосфаты провинции Абекута, Нигерия			
				Альмосиликатные	Мрима, Кения; мелкие проявления на массивах Ковдор, Ессей и др.	Твердая фосфатная порода в верхней зоне выветривания массива Букусу (Уганда), массивы Сокли (Фиджи), Врас, Ессей (Маймеч-Котуйская провинция), Барчинский (Казахстан), Ковдор и др. (Кольский п-ов), Магнет-Ков (США) и др.		Белозиминский массив, Горноозерский (Алданский шит), Сукуду (Уганда), Якупиранга (Бразилия), Черниговка (Украина) и др.
				Скрытокристаллические				
		Метаморфические	Апатиты	Апатиты	Кильные гидротермальные, перматитовые, гидротермально-пневматолитовые и т.д.	Многочисленные мелкие проявления		
					Карбонатные			
					Альмосиликатные			
					Скрытокристаллические			
Грано и ассоциированные с ними породы	Гуано	Гуано	Карбонатные		Месторождение Мау-Кок (Лао-Кай), Вьетнам			
			Альмосиликатные		Ирвас (Маймеч-Котуйская провинция)			
Осадочные	Фосфориты	Фосфориты	Карбонатные и карбонатно-терригенные	Многочисленные проявления на океанических островах и в прибрежных районах. Пещерные образования	Месторождения океанических островов (Науру, Оман, Рождества и др.), пещерные образования	Крандаллит-иллититовые зоны фосфатных аллювиев о. Рождества		
			Терригенные					
					Галечные фосфориты формации Боуи Велли (Флорида)	Алюмофосфатная зона формации Боуи Велли		
Песчаные (продукты выветривания, первоначально в морских условиях без потери связи с корой выветривания)	Осадочные	Фосфориты	Карбонатные и карбонатно-терригенные		Галечные фосфориты формации Боуи Велли (Флорида)	Алюмофосфатная зона формации Боуи Велли		
			Терригенные		Конкреционные фосфориты Подолки			

дений фосфатов находили свое отражение и те месторождения, формирование которых было связано с выветриванием. Однако, применительно к интересующим нас месторождениям эти классификации были в известной степени ограниченными, не охватывающими как всей совокупности объектов, так и (для генетических классификаций) полноты сведений о характере процессов выветривания. Предлагаемая генетическая классификация (табл. I), представляющая развитие более ранней классификации автора, учитывает условия накопления материала, генетический тип и состав выветривающихся пород, стадийность выветривания и его интенсивность.

По условиям накопления материала все месторождения разделены на две группы. К первой отнесены континентальные и островные образования, ко второй — морские. Первая группа включает элювиальный материал кор выветривания, а также продукты переотложения его в карстах или в виде других залежей вблизи или в пределах выветривающихся первично-фосфатоносных пород; ко второй отнесены месторождения, фосфат которых отлагался в морских условиях, но тесно связан пространственно с корой выветривания материнских пород.

В зависимости от генетического типа исходной первичнофосфатоносной породы месторождения и проявления разделены на четыре группы: связанные с осадочными породами, магматическими (массивными и жильными) и метаморфическими, а также с гуано. Каждая из этих групп по составу пород разделена на подгруппы. Группы месторождений, связанных с осадочными породами, метаморфическими и с гуано подразделены на идентичные подгруппы, отражающие карбонатный или алюмосиликатный (терригенный) состав образований, по которым эти месторождения развиваются.

Месторождения, связанные с магматическими массивными породами, разделены на связанные с карбонатными породами (карбонатитами), алюмосиликатными (полнокристаллическими и скрытокристаллическими) и с магнетит-апатитовыми. Часто магнетит-апатитовые породы залегают среди карбонатной или алюмосиликатных образований и выветриваются вместе с ними.

Стадийность выветривания, устанавливаемая на ряде месторождений, нашла отражение в классификации в выделении двух этапов выветривания — первичного и наложенного.

По интенсивности проявления процессов выветривания в классификации показано, имело оно латеритный или долатеритный характер,

а также происходило ли в условиях долатеритного выветривания переосаждение кальциевых фосфатов.

## 2. Петрография фосфоритов

Петрография фосфоритов, связанных с выветриванием, изучалась по каменному материалу большинства месторождений и проявлений Советского Союза и многих месторождений зарубежных стран.

Выделяются следующие типы структур фосфоритов: скрытокристаллическая (коллоидная или коллофановая), явнокристаллическая изометричнозернистая или однородная (микрозернистая, тонкозернистая, среднезернистая), игольчатая, радиально-лучистая и некоторые другие. Ультрамикроструктуры изучались главным образом по снимкам, сделанным с реплик в просвечивающем электронном микроскопе и частично - по съемкам образцов в сканирующем микроскопе. Мы, вслед за И.В. Хворовой и А.Л. Дмитриком, выделяем рельеф поверхности и ультрамикроструктуры.

По характеру рельефа все поверхности скола разделены на три группы - с кристаллически-зернистым рельефом, со сглаженным рельефом и со сложным рельефом. Рельеф первой группы не детализирован, типы его непосредственно отвечают типам структур, среди которых выделяются блоковые, удлиненно-призматические и пластинчатые.

Блоковые ультрамикроструктуры детализированы по степени раскристаллизованности зерен, среди удлиненно-призматических выделены радиально-лучистая, субпараллельная, беспорядочно-призматическая, беспорядочно-шестовая. Среди пластинчатых ультрамикроструктур выделяются разновидности с хорошо и плохо окристаллизованными зернами.

В группе поверхностей со сложным характером рельефа выделяются по морфологии сглаженно-блоковый, мелкобугорковый, волнистый и плоскостной типы. Первым двум и, вероятно, третьему из них отвечает гранулярная структура (гранулы - зерна, лишенные прямых признаков кристаллической огранки), последнему типу - плоскостному - скрытокристаллическая структура.

Предлагаемая классификация текстур плотных и массивных фосфоритов, представляющая развитие нашей ранней классификации, включает следующие типы текстур (и в соответствии с текстурами - самих фосфоритов): однородные массивные, цементации (брекчиевые,

По нашей просьбе Л.М. Кривопущкой и Т.Н. Григорьевой была проведена оценка степени совершенства структуры апатита, основанная на анализе размера блоков когерентного рассеяния и степени микроискажений – среднеквадратичного микроискажения и относительного к размеру блоков когерентного рассеяния.

В результате проведенного исследования устанавливается малая величина относительного микроискажения и относительно большой размер блоков когерентного рассеяния у крупнозернистых апатитов, размер зерен которых измеряется по крайней мере десятными долями миллиметра. Что же касается плохо окристаллизованного внешне апатита, то такие образования могут иметь как весьма высокую, так и очень низкую степень совершенства структуры, т.е. прямое соответствие между внешней окристаллизованностью зерен и совершенством его внутренней структуры здесь наблюдается не всегда. Сопоставим полученные данные по характеру микроискажений блоков когерентного рассеяния и материалы по растворимости фосфатов. Фосфориты, относящиеся к легкорастворимым, характеризуются высоким значением относительного микроискажения, в отличие от труднорастворимых, где эта величина более низкая. Таким образом, появилась возможность увязать такое важное агрономическое свойство фосфата, как его растворимость, со степенью совершенства (или, правильнее говоря, несовершенства) его внутренней структуры.

#### 5. Влияние первичного фосфатного материала и обстановок образования фосфоритов, связанных с выветриванием, на их состав

Кальциевые фосфаты группы апатита образовались в разнообразных континентальных и островных обстановках. Различными были для них и источники фосфора: апатиты магматических пород в одном случае, фосфориты – в другом, гуано – в третьем. При этом наблюдается отчетливая связь между содержанием фосфора в первичных и вторичных фосфатах. Хотя высокофтористые вторичные фосфориты наблюдаются среди всех основных обстановок их образования, в целом содержание фтора понижено в островных фосфоритах, развитых по бедному фтором гуано; более высокое содержание фтора отмечается для фосфоритов, развитых по магматическим апатитам, также более богатых фтором, и наибольшее – во вторичных фосфоритах, развитых по

песчано-алевритовые, оолитовые, псевдооолитовые), удлиненные (слоистые, неправильно-полосчатые), аккреционные (конкреционные, почковидно-корковые), каркасные (пористые, кавернозные), биоморфные, друзовые.

Перечисленные текстуры и структуры гипергенных фосфоритов по своему происхождению могут быть разделены на несколько групп: 1. Остаточные неизмененные или слабоизмененные (реликтовые); 2. Связанные с выносом вещества; 3. Связанные с привносом или перераспределением вещества; 4. Перекристаллизации.

### 3. Основные разновидности апатитовых минералов

Минерал апатит с общей формулой  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F})_2$  мы рассматриваем как минеральный вид, существующий в своих разновидностях. Выделение большинства разновидностей определяется, наряду с соотношением содержания фтора и гидроксила, также и количеством входящих в решетку апатита ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ .

По содержанию  $\text{CO}_2$  мы разделили апатиты фосфоритов, вслед за Г.И. Бушинским, на две группы; в первой из них отношение  $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$  больше 0,02, а во второй - меньше этой величины. Разновидности апатита первой группы рассматриваются в количестве карбонатапатитов: карбонатгидроксилапатита (даллита) карбонатгидроксилапатапата (франколита), встречаемого наиболее часто, карбонатфторапатита; в составе второй группы (низкокарбонатной или безкарбонатной) выделяются гидроксилапатиты, гидроксилапатапата и фторапатиты, встречающиеся редко.

### 4. Оценка степени совершенства кристаллической структуры апатита

Знание степени совершенства (или несовершенства) кристаллической структуры апатита представляет очень большой интерес. Именно с характером кристаллической структурой апатита связываются различия в лимоннорастворимости различных типов фосфоритов, что в значительной степени определяет их агрономические свойства. Второй группой вопросов, для решения которых оценка степени совершенства кристаллической структуры апатита имеет важное значение, являются генетические.

первичным фосфоритам, в которых содержание фтора наиболее высокое.

Содержание фтора во вторичных фосфоритах выше, чем в первичном материале, как при низком, так и повышенном содержании его в последнем. При этом разница между содержанием фтора в первичном и вторичном фосфате тем меньше, чем выше содержание его в первичном фосфате. В случае весьма высокого содержания фтора в исходных фосфатах, когда состав последних близок к карбонатфторопатиту, содержание фтора во вторичных фосфатах уже не выше, а ниже, чем в первичных.

Содержание в гипергенных фосфоритах  $\text{CO}_2$  не зависит от геологических обстановок в столь четком виде, как содержание фтора.

С другой стороны, содержание  $\text{CO}_2$  в апатитах фосфоритов в определенной степени зависит от текстурно-структурных особенностей последних. Фосфориты с повышенным содержанием  $\text{CO}_2$  ( $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5 > 0,1$ ), что соответствует содержанию  $\text{CO}_2$  на мономинеральный фосфат более 3,8% — большей частью тонкослоистые с удлиненно-призматической ультрамикроструктурой различных типов. Среди низкокарбонатных фосфоритов ( $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5 < 0,1$ ) преобладают массивные разновидности, хотя встречаются также и тонкослоистые.

## 6. Преобразование апатита фосфоритов при диагенезе

Преобразование состава апатита фосфоритов при диагенезе выражается, в первую очередь в изменении содержания фтора и, возможно,  $\text{CO}_2$ . Факт насыщения фтором апатитового вещества фосфоритов в процессе диагенеза хорошо известен. Остается неясным, однако, какая доля фтора во вторичных фосфатах входила в их состав с момента образования, и какая является позднейшей. Как было предположено К.Джекобом с соавторами, первоначально как островные, так и континентальные фосфориты могли быть безфтористыми. Относительно низкофтористыми остались фосфориты в молодых островных месторождениях, тогда как в более древних отложениях гидроксилapatит перешел во фторapatит. Однако, анализ имеющихся данных по фосфоритам, связанным с выветриванием, позволяет сделать вывод, что содержание фтора в них определяется составом первичных фосфатов и обстановкой формирования в большей степени, чем возрастом.

Так неогеновые "твердые" фосфориты Флориды содержат столь

же (и даже более высокое) количество фтора, что и палеогеновые фосфориты юга Сибири. В то же время во вторичных фосфатах Хибин и Ковдора, скорее всего одновозрастных, содержание фтора существенно различно и прямо коррелируется с составом исходных апатитов. Второстепенное значение мог иметь возраст и для оценки низкого содержания фтора в островных фосфоритах. Даже признавая определенную роль диагенетического фактора в насыщении гипергенных фосфатов фтором, следует заключить, что влияние этого фактора проявляется более ярко там, где богат фтором исходный материал.

#### 7. Разрушение и преобразование апатита в условиях выветривания

Апатит в условиях выветривания подвергается преобразованиям, которые могут быть выражены в чисто внешних изменениях его зерен, в изменениях кристаллической структуры и в изменениях состава, связанных со стадийностью разрушения минерала. Визуально (в шлифах) наблюдается механическое разрушение зерен апатита (раздробление), растворение, регенерация, замещение вторичным фосфатом.

Изменению состава фосфоритов при выветривании посвящена довольно большая литература. Однако, применительно к самому апатиту этот вопрос не рассматривался и не ставился. Наиболее простой реакцией, осуществляющейся в кристаллической решетке апатита при выветривании, является окисление двухвалентного железа в трехвалентное, что отчетливо фиксируется методом ЭПР. Обращаясь к последовательности разрушения кристаллической решетки апатита при выветривании можно было ожидать, что оно начнет осуществляться с выноса одновалентных анионов. Для решения этого вопроса, как и выяснения порядка выноса других элементов, подбирались свежие и выветрелые апатиты из коры выветривания габбро, фосфатный материал из свежей и выветрелой зон радиально-лучистой конкреции Подоли и свежие (Маарду) и выветрелые (Кингисепп) раковины ракушняковых фосфоритов Прибалтики. Во всех случаях как абсолютное, так и относительное (к другим элементам) содержание фтора в выветрелом материале было ниже, чем в свежем, и вывод о выносе фтора из решетки апатита при выветривании может быть сделан с высокой степенью надежности.

Данные о порядке выноса из структуры апатита других элементов оказались противоречивыми; этот вопрос требует дальнейшего изучения.

#### 8. Преобразование апатита фосфоритов в условиях глубинного эпигенеза (катагенеза)

Нам известен лишь один пример континентальных фосфоритов, связанных с выветриванием, которые были преобразованы в процессе глубинного эпигенеза – корковые радиально-лучистые фосфориты Ирсымского проявления позднего докембрия Восточного Саяна. Для этих фосфоритов характерно почти полное отсутствие  $\text{CO}_2$  (0,17% – наиболее низкое значение из всех имеющихся анализов фосфоритов, связанных с выветриванием). Содержание  $\text{CO}_2$  в морских фосфоритах, не претерпевших глубинного эпигенеза, колеблется очень сильно. Отношение  $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$  достигает после удаления свободных карбонатов 0,195 в желваковых фосфоритах Русской платформы, и лишь 0,042–0,034 в фосфоритах Сенегала и Того. Иная картина наблюдается в фосфоритах, приуроченных к эпигенетически измененным толщам. Фосфориты всех первичных генетических типов – морские пластовые и конкреционные, как и фосфориты формации коры выветривания, побывавшие на глубинах по крайней мере в несколько километров, характеризуются сравнительно невысоким отношением  $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ , которое в большинстве случаев находится в пределах 0,04 ± 0,03. Многочисленные исследования показали, что в поверхностных условиях удаление карбонат-иона из природных карбонатапатитов начинает осуществляться при температурах не ниже 800°C, достигаемых не при катагенезе, а лишь при метаморфизме.

Действительно, по мнению многих исследователей, в условиях метаморфизма состав апатитового вещества фосфоритов приближается к фторапатиту. В условиях катагенеза в дополнение к сравнительно низким температурам действуют два других фактора – давление и время. Можно думать, что воздействие на фосфориты в течение десятков и сотен миллионов лет сравнительно невысоких температур (100–150–200°C) в сочетании с высоким давлением привело к частичной потере ими карбонат-иона. Достаточно хорошо известно, что одинаковая степень углекислотности при катагенезе достигается кратковременным высокотемпературным воздействием или при слабом длительном (в геологическом смысле) нагревании на сравнительно не-

больших глубинах. Сам по себе вывод о роли времени в потере апатитовым веществом фосфоритов  $\text{CO}_2$  не является новым. Впервые он был высказан 40 лет назад К.Д. Джекобом, полагавшим, что содержание  $\text{CO}_2$  в фосфоритах уменьшается с возрастом от более молодых к более древним. Этот вывод, однако, совершенно не применим для фосфоритов толщ, не претерпевших глубинного эпигенеза.

Важными, хотя и менее доступными для изучения, являются структурные преобразования апатита при катагенезе. Хорошо известная низкая лимоннорастворимость апатита фосфоритов таких бассейнов, как Каратау, Хубсугул и подобных им должна быть объяснена в первую очередь высокой степенью кристалличности этих апатитов, что в свою очередь, можно рассматривать как следствие глубинного катагенеза, которое этот материал претерпел. В пользу такого заключения говорит тот факт, что если среди фосфоритов, не претерпевших глубинного эпигенеза встречаются как легко-растворимые образования, так и труднорастворимые, то среди претерпевших глубинный эпигенез — только последние.

#### Заключение

Проведенная работа является первым исследованием, охватывающим все основные вопросы одной проблемы — поведения фосфора в зоне гипергенеза, включая формирование промышленных месторождений фосфатов: геохимии фосфора в корках выветривания; условий формирования, особенностей состава и строения фосфатных минералов, пород и месторождений, связанных с выветриванием; преобразованию новообразованных фосфатных минералов в условиях позднейшего выветривания или катагенеза.

Практическая направленность работы имеет два аспекта. Во-первых, она выражается в конкретных выводах по анализу особенностей выветривания, состава, строения отдельных месторождений: выделение и изучение алюмофосфатных зон на некоторых месторождениях, как Белкинском; минералогическое и петрографическое изучение фосфатов и фосфатноносных кор выветривания разведываемых месторождений; перспективная оценка фосфатности кор выветривания и карстовых образований некоторых районов, как Енисейского края (Занин, Матухина, Кренделев, 1973).

Несомненно, важное практическое значение имеет установление

кальциевых фосфатов, связанных с выветриванием, в Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород, что нашло свое подтверждение в процессе геологоразведочных работ. Анализ состава фосфатов этого заполярного района, впервые здесь выявленные нами фосфатоносные породы с многократным превышением глинозема над кремнеземом позволили сделать заключение о существовании ранее в этом районе условий латеритного выветривания и положительно оценить перспективы его бокситоносности (Занин; Жирова, Сердюкова, 1972), что было подтверждено позднее работниками производственных организаций.

Другой практический аспект работы вытекает из разработанных общих вопросов поведения фосфора в корях выветривания, закономерностей формирования месторождений, связанных с ними, особенностей их состава, так как только на этой основе можно проводить прогнозную оценку площадей.

Автором составлены классификация фосфатоносных кор выветривания, генетическая классификация месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием, выделены основные промышленные типы месторождений и дана сравнительная их оценка.

Ниже излагаются основные выводы общего характера.

1. Выветривание является мощным фактором преобразования первичнофосфатоносных пород; в результате его проявления образуются богатые месторождения и залежи вторичных фосфоритов. Хотя при выветривании первичных фосфатных образований их верхние зоны могут быть обеднены фосфором, удобные для обогащения апатиты растворены в образовании менее рентабельных вторичных фосфоритов, а благоприятные для использования в качестве удобрений кальциевые фосфаты переработаны в алюмофосфаты и железофосфаты, в целом эффект воздействия процессов выветривания на фосфатсодержащие породы в большинстве случаев в экономическом отношении является положительным.

2. Фосфор, в зависимости от условий выветривания, выносится из кор выветривания или накапливается в них. Подвижность фосфора, как абсолютная, так и относительная по сравнению с другими элементами, является наиболее высокой в умереннокислой среде (обстановка формирования каолинита), значительно пониженной в щелочной и нейтральной средах (обстановка формирования монтмориллонита) и наиболее низкой в кислой среде в условиях латеритного выветривания.

ния (в присутствии алюмосиликатных минералов). Фосфор в первом случае почти полностью выносится из кор выветривания, а в последнем может быть столь же малоподвижным, как и алюминий и титан. Как правило, фосфор концентрируется в охристых образованиях.

Существование кор выветривания, преобладающими химическими элементами которых являются алюминий и фосфор, служит доказательством, что латеритизации здесь подвергались непосредственно первичные породы, так как при существовании промежуточной каолинитовой стадии выветривания фосфор из коры выветривания был бы вынесен.

Фосфатонесные коры выветривания в генетическом отношении подразделяются на остаточные, наложенные (неоэлювиальные) и инфильтрационные. В каждой из этих групп различаются коры долатеритного выветривания, содержащие первичные или вторичные переосажденные кальциевые фосфаты группы апатита, и латеритные, ведущими фосфатными минералами которых являются алюмофосфаты и железофосфаты. Концентрация фосфора осуществляется на различных уровнях кор выветривания - в их нижней части, средней или верхней, или же фосфор равномерно распределяется по всему профилю выветривания. В условиях долатеритного выветривания в случае, если первичные кальциевые фосфаты не были переосаждены, содержание фосфора в профиле коры выветривания (снизу вверх) в алюмосиликатных породах уменьшается, в карбонатных и карбонатсодержащих - увеличивается, но лишь до известного предела; при образовании вторичных кальциевых фосфатов фосфор имеет тенденцию накапливаться в нижних частях кор выветривания. Таким образом, в условиях долатеритного выветривания фосфор предпочтительно концентрируется в нижних и средних частях кор выветривания (кроме инфильтрационных кор), в условиях латеритного выветривания - в верхних их частях, и лишь иногда - в нижних.

Благоприятным субстратом для накопления фосфора в корках в условиях долатеритного выветривания являются карбонатные породы, в условиях латеритного - алюмосиликатные.

Выделен ряд типовых разновидностей кор выветривания по характеру распределения в них фосфора и составу фосфатов, и составлена классификация фосфатонесных кор выветривания на основе этих признаков с учетом генетического типа коры выветривания.

В латеритных фосфатных корах выветривания наблюдается замедленный вынос, а в ряде случаев накопление таких малоустойчивых элементов, как калий, натрий, кальций.

4. Кора выветривания могут характеризоваться минералогической зональностью (изменением состава фосфатных минералов в профиле коры выветривания) или быть лишены ее. Основные виды минералогической зональности следующие:

Нижняя часть разреза	Средняя часть разреза	Верхняя часть разреза
Кальциевые фосфаты	Алюмокальциевые фосфаты	Алюмофосфаты
Кальциевые фосфаты	Алюмокальциевые фосфаты	Алюмофосфаты
Кальциевые фосфаты	Алюмофосфаты	Железофосфаты
Кальциевые фосфаты	Сульфосфаты	Сульфосфаты

Лишенные зональности коры выветривания слагаются как кальциевыми фосфатами, так и алюмо- и железофосфатами. В генетическом отношении зональные коры выветривания являются остаточными или надолженными (неоэлювиальными), не зональные — остаточными или инфильтрационными.

5. Группа месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием, объединяет накопления фосфора непосредственно в элювии кор выветривания, и в переложенных продуктах выветривания, сохранивших тесные связи с исходными породами. Такие месторождения формируются при выветривании осадочных, магматических и метаморфических пород, карбонатных и алюмосиликатных (терригенных), а также в связи с гуано.

В составленной генетической классификации месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием, отдельные группы месторождений выделены по более дробным петрографическим типам материнских пород; в классификации отражены также характер выветривания и уровень преобразования первичных фосфатов.

На примере условий образования магнетит-апатитовых ("штаффелитовых") брекчий Маймеча-Котуйской провинции подтверждено гипотезное происхождение фосфатных образований этого типа, а не

эруптивное, как это предполагалось рядом исследователей.

6. Выделены четыре основных возрастных интервала формирования месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием: позднедокембрийский, позднетриасовый – среднеюрский, мел-палеогеновый и неоген-плейстоценовый.

7. Месторождения фосфоритов могут образоваться в условиях как интенсивного, так и относительно слабого выветривания и за сравнительно короткий срок. Выделение фосфора из растворов в континентальных условиях осуществляется тремя путями: в результате химического осаждения, метасоматоза и сорбции. Устанавливается, что химическое осаждение фосфатных минералов осуществляется как из истинных, так и коллоидных растворов. Метасоматические фосфаты образуются путем замещения карбонатных и реже алюмосиликатных пород. Сорбция фосфатного иона осуществляется главным образом гидроокислами железа. Сорбция в формировании гипергенных фосфатопоявлений имеет сравнительно небольшое значение, однако в корях выветривания это, несомненно, широко распространенный процесс. В каолиновых и гидрослюдисто-каолиновых корях выветривания, где апатит растворен, именно с сорбцией следует связывать почти постоянное присутствие здесь в небольших количествах фосфора. Путем сорбции образуются, очевидно, и фосфатсодержащие аллофаны, выявленные на Кимовском месторождении.

8. Основными фосфатными минералами группы апатита рассматриваемых месторождений являются карбонатгидроксилфторапатит (франколит) и карбонатфторапатит при содержании  $\text{CO}_2$  в них преимущественно от I до 4%. Изредка встречается карбонатгидроксилапатит (даллит), и еще реже – безкарбонатные или очень низкокарбонатные фосфаты: фторапатит, гидроксилфторапатит и, возможно, гидроксилапатит. В даллитах устанавливается уменьшение содержания гидроксила по оси  $b_3$  по мере возрастания содержания в них  $\text{CO}_2$ . В качестве других изоморфных примесей, кроме карбоната, в изученных фосфатах обнаруживаются K, Na, Li, Rb, Cs,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ba, Be и некоторые другие, в том числе кислород. Выявлено два вида кислородсодержащих радикалов:  $\text{F}^- \text{O}^- \text{F}^-$  и менее широко развитый  $\text{O}_2^- \text{O}^- - \square$ , где  $\square$  – вакансия фтора. Характерной особенностью апатитов континентальных и островных фосфоритов является отсутствие в них F-центра, часто встречаемого в апатите морских фосфоритов (F-центр – свободный электрон, занимающий вакантную позицию фтора). В ряде случаев в них выявляется водо-

родная связь  $\text{OH-O}$ , а в некоторых образцах одновременно и водородная связь  $\text{OH-F}$ . В структуре апатита почковидно-коркового фосфорита Ирсымского проявления, претерпевшего эпигенез, наблюдается разрыв одной из связей в тетраэдрах  $\text{PO}_4^{3-}$ :  $\text{P-OI}$  или  $\text{P-OS}$ . В некоторых образцах даллитов выявляются группы  $\text{HPO}_4^{2-}$ .

9. Устанавливается тесная связь между содержанием фтора в первичных и вторичных фосфатах. Фосфориты, связанные с выветриванием, по содержанию фтора разделяются на три группы (по возрастанию содержания фтора): фосфориты по фосфору гуано; фосфориты по апатитам магматических пород; вторичные фосфориты по первичным фосфоритам.

Содержание фтора во вторичных фосфатах выше, чем в первичных, если первичные фосфаты содержали низкое или среднее его количество, и ниже, если первичные фосфаты были богаты фтором.

Процессы гипергенеза, таким образом, до некоторой степени выравнивают содержание фтора во вторичных фосфатах по сравнению с первичными. Роль времени, принимавшаяся иногда решающей в насыщении молекулы апатита фтором, для природных гипергенных фосфатов неорганического происхождения должна быть существенно ограничена.

10. Дана количественная оценка степени совершенства внутренней структуры апатита по величине микроискажений и размеру блоков когерентного рассеяния рентгеновских лучей. Установлена связь между степенью совершенства структуры апатитов и их растворимостью, а именно апатиты с наименьшими значениями относительных микроискажений относятся к труднорастворимым и наоборот.

11. Разрушение и преобразование зерен апатита при выветривании сводится к их механическому разрушению (раздроблению), растворению, регенерации, замещению вторичным фосфатом. Сделан вывод, что в процессе разрушения кристаллической решетки апатита при выветривании из нее в первую очередь выносятся фтор.

12. Предполагаются следующие изменения состава и структуры апатита фосфоритов в условиях катагенеза, далеко не достигающих стадии метаморфизма:

а) Катагенез способствует частичному удалению карбоната из структуры апатита;

Не подтверждаются представления о выносе карбоната из апатитов фосфоритов с возрастом, без учета влияния факторов катагенеза.

б) В процессе катагенеза происходит перестройка кристаллической структуры апатита фосфоритов. Низкие агрономические свойства фосфоритов ряда геосинклинальных бассейнов (Каратау и др.), выраженные в слабой растворимости фосфатов, рассматриваются как результат катагенетического преобразования их структуры.

13. Намечается пять промышленных типов месторождений и проявлений фосфатов, связанных с выветриванием:

- 1) апатитовые по магматическим и метаморфическим породам;
- 2) фосфоритовые по магматическим породам;
- 3) фосфоритовые по осадочным или осадочным и магматическим породам;
- 4) фосфоритовые, связанные с гуано;
- 5) алюмофосфатные.

Слюдяная структура глауконита доказана Дж.В. Грюнером и подтверждена рентгеновскими исследованиями В.И. Михеева, Е.П. Соколовой, Дж.Е. Барста, Е.К. Лазаренко и многих других исследователей. Были предложены классификации глауконитов по химическому составу К.К. Смуликовским, Е.П. Соколовой, Е.К. Лазаренко, М.Д. Фостер, И.В. Николаевой. В последнее время для диагностики глауконитов широко применяются физические методы исследования: ИКС, ЭПР, ЯМР, электронная микроскопия, термический, оптический и ряд других анализов, дающие ценные сведения по кристаллохимии этих минералов.

Наши исследования были направлены на изучение химического состава минералов группы глауконита (м.г.г.) и выявление причин его разнообразия. Было установлено, что вариации химического состава (Николаева, 1971, 1972; Глауконит в современных ..., 1971; Кристаллохимия и парагенезы ..., 1975 и др.) обусловлены эволюцией аутигенного минералообразования в истории Земли, изменением фациальных условий осадконакопления и процессами вторичного изменения м.г.г. на стадии седиментации, диагенеза, катагенеза, метагенеза и гипергенеза. Одним из основных вопросов в этой программе является теоретический состав м.г.г. и классификация минералов на основе их теоретического состава.

Достаточно объективные представления о теоретическом составе минералов можно получить при статистической обработке анализов химического состава, в первую очередь при корреляционном анализе, на основе которого устанавливаются изоморфные соотношения катионов и конечные члены изоморфных рядов.

Наиболее общее представление о составе м.г.г. и характере изоморфизма дают суммы равновалентных катионов, занимающих равноценные позиции в структурной ячейке. Дополнительные, весьма существенные сведения о соотношениях катионов можно получить из расчетов сумм катионов разных валентностей и различных позиций. Преимущество расчетов для этой цели сумм катионов налицо уже и потому, что все коэффициенты корреляции, за редким исключением, имеют значимые высокие величины, поэтому мы можем получить впол-

не отчетливое представление о соотношениях как групп катионов, так и отдельных катионов. Коэффициенты корреляции отдельных катионов для разных групп минералов: пироксенов, биотитов, флогопитов, а также для глауконитов имеют низкие и часто незначимые величины, они не дают полного представления об основных схемах изоморфизма, однако могут служить существенным дополнением в характеристике соотношений отдельных катионов, которые по отношению сумм катионов не выявляются.

Рассчитанные суммы катионов позволяют представить состав глауконита в виде соотношения  $R^{2+}:R^{3+}:(Si+K):(Ca+Na)$ . Эти четыре суммы катионов исчерпывают основной состав катионной части глауконита, его макроэлементов. Следовало бы сюда добавить фтор и литий, но определения этих элементов слишком малочисленны, чтобы использовать их для характеристики глауконитов в целом. Двух- и трехвалентные катионы коррелируются между собой отрицательно;  $(Si+K)$  прямо пропорциональны сумме трехвалентных катионов и обратно пропорциональны - сумме двухвалентных. Сумма  $(Ca + Na)$ , наоборот, прямо пропорциональна сумме двухвалентных октаэдрических катионов и обратно пропорциональна - сумме трехвалентных катионов. Поэтому общую тенденцию в соотношениях катионов в глауконитах можно выразить формулой  $Si \cdot R^{3+} \cdot K \rightleftharpoons R_{\text{VI}}^{2+} (Ca, Na)$ . Общая тенденция изоморфизма является суммарным отражением главных схем изоморфизма, поэтому она не изображается в виде равенства суммарных валентностей катионов. Однако, общая тенденция в соотношениях катионов позволяет наиболее четко наметить главные схемы изоморфизма и конечные члены изоморфных рядов; кроме того, общая тенденция в соотношениях катионов может служить одним из главных признаков различий минералов близкого состава, но разного генезиса, например, осадочного, гидротермального и магматогенного происхождения. Для последних характерна иная тенденция в соотношениях катионов:  $Si \cdot R^{2+} \cdot K \rightarrow R^{3+}$ , устанавливающаяся, как и в случае с глауконитами, по отношению сумм катионов, а также отдельных катионов. Кальций и натрий в этом случае отчетливой связи с другими катионами не проявляют, поэтому в общей формуле они не учитываются. Вполне определенно можно сказать, что осадочные и гидротермальные минералы отличаются друг от друга общей тенденцией в соотношении главных минералообразующих элементов, что обусловлено, в свою очередь, принципиальным различием главных схем

изоморфизма и состава конечных членов изоморфных рядов.

Рассмотрим реальные схемы изоморфизма в осадочных глауконитах и гидротермальных селадонитах. Для этих минералов, как и для слюд в целом, характерны схемы  $Si \ K \rightarrow R^{2+} \ R^{3+}$ , которые, наряду со схемами  $KR^{2+} \rightarrow R^{3+}$  и  $KR^{3+} \rightarrow 2R^{2+}$ , обеспечивают широкие вариации в соотношении кремния и калия, регулирующих суммарное содержание двух- и трехвалентных катионов в слюдах. Можно наметить четыре типа слюд по соотношению кремния и калия: 1) высоко кремнистые высоко калиевые, 2) высоко кремнистые низко калиевые, 3) низко кремнистые высоко калиевые и 4) низко кремнистые низко калиевые; второй и третий типы являются промежуточными от первого к четвертому. Кроме этих схем, общих для всех слюд, в глауконитах и селадонитах проявляется ряд специфических соотношений.

Глаукониты характеризуются сильной отрицательной ( $-0,63$ ) корреляцией двух- и трехвалентных октаэдрических катионов по схеме  $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ , ведущей к разделению глауконита на два ряда: алюмо-железистый ( $R^{3+}$ ) и железо-магнезиальный ( $R^{2+}$ ). Отчетливо проявляются обратные соотношения межслоевых катионов:  $K \rightarrow Ca, Na$ , на основании чего различаются калиевые и кальций-натровые глаукониты. Кроме того, наблюдается совершенный изоморфизм трехвалентных катионов  $Fe^{3+} \rightarrow Al$  ( $\tau = -0,69$ ) и положительная корреляция двухвалентных октаэдрических катионов, образующих минералы  $Mg \cdot Fe^{2+}$  ( $\tau = +0,20$ ). Кремний отчетливо отрицательно коррелируется с трехвалентным железом и алюминием, указывая на вероятный изоморфизм по схеме  $Si \rightarrow Al$  и  $Si \rightarrow Fe^{3+}$ . Более четкая отрицательная корреляция двухвалентного железа и магния с трехвалентным железом, при столь невыразительном соотношении их с алюминием ( $\tau_{Fe^{2+}/Al} = -0,05$ ,  $\tau_{Mg/Al} = -0,14$ ) свидетельствует о преимущественном проявлении железистого иона в изоморфном ряду  $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$ , что действительно имеет место в природе и отражено в нашей выборке. В осадочных минералах рассматриваемой группы магний положительно коррелируется с двухвалентным железом, тогда как в гидротермальных и магматогенных — с трехвалентным. Очевидно, при диagenезе в морском бассейне щелочная среда была более восстановительной, чем в гидротермальных и магматогенных условиях.

Установленные по коэффициентам корреляции реальные схемы изоморфизма, а также общая тенденция в соотношении катионов в

глауконитах позволяет наметить основные разновидности минералов группы глауконита, которые можно рассматривать в качестве конечных членов изоморфных рядов (табл. I).

Таблица I.

Виды минералов группы глауконита  
как конечные члены изоморфных рядов

Позиция	XII	IV	VI	Примечание (деление на ряды)
Преобладающий катион конечного члена изоморфного ряда	K	Si	Al Fe <sup>3+</sup>	Алюмо-железистый ряд
		Si, Al Si, Fe <sup>3+</sup>	MgFe <sup>2+</sup>	Железо-магнезиальный ряд
	K, Na			
		?	?	
	K, Ca			

На основании этой таблицы рассматриваемые минералы делятся на калиевые, калий-кальциевые и калий-натровые по составу межслоевых катионов; среди калиевых по составу тетраэдрических катионов различаются высоко (табл. 3 член ряда Si → Al, Fe<sup>3+</sup>) и низко (левый член того же ряда) кремнистые. Учитывая общую тенденцию в соотношении катионов, а именно — положительную связь кремния с трехвалентными катионами, высоко кремнистые разновидности следует ожидать среди глауконитов R<sup>3+</sup>-ряда, т.е. алюмо-железистых разновидностей, что фактически и имеет место в природе. Забегая несколько вперед следует отметить, что максимальное насыщение кремнием (Si = 4,00) вызвало бы резкий дефицит октаэдрических катионов, что невыгодно в энергетическом отношении. Очевидно этим можно объяснить общее более низкое содержание кремния в глауконитах (Si = 3,64), по сравнению с гидротермальными селадонитами (Si = 3,82), в глауконитах максимальное теоретически возможное насыщение структуры кремнием фактически не реализуется.

Наибольшее разнообразие состава свойственно октаэдрической позиции, где проявляются две ( $2R^{3+} \rightarrow 3R^{2+}$  и  $Fe^{3+} \rightarrow Al$ ) реальные схемы изоморфизма; по составу октаэдрических катионов различаются алюминиевый и железистый члены в алюмо-железистом ряду и железисто-магнезиальный и алюмо-магнезиальный в железо-магнезиальном ряду.

Гидротермальные и магматогенные селадониты, как и осадочные глаукониты, характеризуются сильной отрицательной корреляцией, двух- и трехвалентных катионов ( $\alpha_{R^{2+}/R^{3+}} = -0,64$ ), свидетельствующей о совершенном гетеровалентном изоморфизме; конечными членами изоморфного ряда  $3R^{2+} \rightarrow 2R^{3+}$  являются алюмо-железистые и железо-магнезиальные разновидности этих минералов (табл. 2). Как и в глауконитах отмечается совершенный изоморфизм трехвалентных катионов  $Al \rightarrow Fe^{3+}$  ( $\alpha_{Al/Fe^{3+}} = -0,73$ ), конечными членами этого ряда являются алюминиевая и железистая ( $Fe^{3+}$ ) разновидности (табл. 2, 3). Магний и двухвалентное железо коррелируются отрицательно, причем, значимых величин этот коэффициент достигает в частной корреляции при закрепленных кремнии или трехвалентных катионах; следовательно, среди группы минералов гидротермального и магматогенного происхождения разделяются разновидности с максимальным насыщением двухвалентным железом и магнием, которые можно рассматривать как конечные члены изоморфного ряда  $Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ .

Наконец, наблюдаются прямо пропорциональные соотношения кремния с двухвалентными катионами и обратно пропорциональные — с трехвалентными, т.е. подтверждается изоморфизм по схеме  $SiR^{2+} \rightarrow 2R^{3+}$ , установленный в селадонитах М.Фостер. Таким образом, в отличие от глауконитов осадочного генезиса в гидротермальных и магматогенных селадонитах максимальным содержанием кремния отличаются разновидности с повышенным содержанием двухвалентных октаэдрических катионов — магния, либо двухвалентного железа. Максимальное насыщение кремнием тетраэдров может осуществляться при идеальной для диоктаэдрической слюды сумме октаэдрических катионов, равной 2,00 ( $R_{1,00}^{3+} R_{1,00}^{2+}$ ), и этот вариант, будучи энергетически выгодным, легко реализуется в природе: для минералов чрезвычайно характерно содержание кремния в пределах 3,8–4,00, т.е. близких к максимальному насыщению, при этом они характеризуются повышенным содержанием двухвалентных катионов. По этой же причине в большинстве случаев гидротермальные и магматогенные

минералы отличаются более строгой "диоктаэдричностью" по сравнению с осадочными глауконитами.

Существенно различаются между собой минералы группы глауконита и селадонита по соотношению катионов с гидроксильной группой. В первых  $(OH)^{-1}$  положительно коррелируется с трехвалентным железом и отрицательно - с магнием, во-вторых - отмечается положительная связь с тетраэдрическим алюминием (значимые величины коэффициентов частной корреляции) и отрицательно - с калием. Число гидроксильных групп в этих минералах всегда выше 2,00, характерного для высокотемпературных гидротермальных слюд. Относительно повышенное содержание  $OH^{-}$  объясняется, по-видимому, высокой дефектностью слюдяной структуры глауконитов и селадонитов. Однако, локализацию дефектов в минералах группы глауконита и селадонита, судя по соотношению гидроксильных групп с катионами, можно предполагать разную: у первых - преимущественно в октаэдрическом слое, а у вторых - в тетраэдрическом. Проверка высказанного предположения требует проведения полного структурного анализа рассматриваемых минералов.

Таблица 2.

Главные схемы изоморфизма и основные разновидности гидротермальных и магматогенных селадонитов

Позиция	XII	IV	VI
Изоморфный ряд	K → Ca → Na	Si → (Al, Fe <sup>3+</sup> )	2R <sup>3+</sup> → 3R <sup>2+</sup> ; Fe <sup>3+</sup> → Al; Fe <sup>2+</sup> → Mg
Преобладающий катион конечного члена изоморфного ряда		Si —	$\begin{cases} Fe^{2+} \\ Mg \end{cases}$
	K	Si, Al	$\begin{cases} Fe^{3+} \\ Al \end{cases}$
	K, Ca	?	?
	K, Na		

Главные схемы изоморфных отношений октаэдрических катионов в калиевых минералах группы глауконита и селадонита позволяют различать по составу ведущих катионов 5 видов, соответствующих конечным членам изоморфных рядов, каждый из которых должен иметь собственное название. Учитывая замещения в тетраэдрах, основные виды рассматриваемых минералов можно выразить следующими теоретическими формулами (табл. 3).

Таблица 3.

Элементы кристаллохимических формул  
конечных членов рядов изоморфных замещений  
в формульных единицах (ф.е.)

	Si	R <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>VI</sub>	Mg <sub>VI</sub>	K <sub>XII</sub>
1	4,0	-	1,7	-	-	-	0,9 г <sup>x/</sup>
2	4,0	-	-	1,7	-	-	0,9 г
3	4,0	-	-	-	2,55	-	1,0 с <sup>хх/</sup>
4	4,0	-	-	-	-	2,55	1,0 с
5	3,4	0,6	2,0	-	-	-	0,6 с
6	3,4	0,6	-	2,0	-	-	0,6 с
7	3,4	0,6	-	1,0	0,5	1,0	0,6 г

г/г - осадочный; хх/с - гидротермальный и магматогенный

В высоко кремнистых разновидностях межслоевой заряд компенсируется недостатком октаэдрического заряда (он необычно низкий для слюды, равен +5,10), а в низко кремнистых - тетраэдрического (суммарный октаэдрический заряд в данном случае обычный для слюды и равен +6).

Составы природных минералов легко могут быть выражены в виде определенного соотношения указанных конечных членов.

Дальнейшее уточнение классификации может идти по принципу установления разновидностей минералов: на базе 7 видов, различаемых как конечные члены изоморфных рядов, или по ведущему катиону, можно выделить 34 разновидности (табл. 4) по второму - преобладающему катиону. Если рассматривать разновидности по двум, трем и т.д. преобладающим катионам (в дополнение к ведущему), то число разновидностей будет сокращаться. В конечном счете можно

получить одну разновидность, отвечающую средне-статистическому составу м.г.г. Отсюда следует, что классификация минералов не может строиться на основании средних составов, поскольку средние составы нивелируют главные отличительные признаки минералов

Основные отличия рассмотренной классификации высоко кремнистых слюд от всех предложенных ранее заключаются в следующем.

1. По новому вычленен объект исследования. Объектом исследования являются высоко кремнистые слюды с содержанием кремния 4,0-3,4 ф.е., интервал содержания кремния 3,4-3,2 ф.е. является пограничной областью или областью недостоверного различия высоко и низко кремнистых слюд, к последним относятся мусковит, биотит, флогопит и другие хорошо известные минералы, нижний предел содержания кремния в которых, судя по биотитам (по данным Е.Н.Ушаковой) опускается до 2,45 ф.е., а не 3,00, как принимается многими в настоящее время. Высоко кремнистые слюды, включающие группу глауконита и селадонита, рассматриваются как самостоятельные минералы, имеющие не только специфические генетические особенности (они являются относительно низкотемпературными), но и диагностические признаки, позволяющие отличать эти минералы от гидратированных разновидностей низко кремнистых слюд.

2. Различия минералов и границы их составов устанавливаются по принципу конечных членов и ведущих элементов на основании главных схем изоморфизма, выявленных корреляционным анализом. Показано, что средние содержания не пригодны для целей классификации, средние составы оказываются близкими пограничной области конечных членов, т.е. они попадают фактически в области недостоверного различия конечных членов изоморфного ряда. Границы состава минералов задаются в таком случае произвольно и они оказываются весьма далекими от фактически существующих границ. Предложенная классификация показывает, что высоко кремнистые слюды могут быть только диоктаэдрическими с максимальным числом октаэдрических катионов 2,5 ф.е.; близкие триоктаэдрическим минералы (с суммой октаэдрических катионов более 2,5 ф.е.) можно ожидать только вблизи нижнего предела содержаний кремния ( $Si \leq 3,4$  ф.е.), т.е. в области недостоверного различия высоко и низко кремнистых слюд и потому неясно, следует ли их рассматривать как "хвосты" триоктаэдрических, низко кремнистых слюд или как аналоги высоко кремнистых слюд.

		Конечный высококремнистый высококальцевый член				
		Общая формула	Главные виды	Разновидности на основе ведущего и определяющего катионов, их порядковые номера		
3 R <sup>2+</sup> ↔ 2R <sup>3+</sup>	Конечные члены ряда R <sup>3+</sup>	Si <sub>4</sub> R <sup>3+</sup> <sub>1,7</sub> K <sub>0,9</sub> Al → Fe <sup>3+</sup>	железистый Fe <sup>3+</sup> <sub>1,1</sub> { Fe <sup>3+</sup> <sub>0,6</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,3</sub> } K <sub>0,9</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>1,1</sub> → Al <sub>0,6</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,9</sub> Mg <sub>0,9</sub> (Mg, Fe) <sub>0,9</sub>		
			I	алюминиевый Al <sup>3+</sup> <sub>1,1</sub> { Al <sup>3+</sup> <sub>0,6</sub> Al <sub>0,3</sub> } K <sub>0,9</sub>	Al <sub>1,1</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>0,6</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,9</sub> ≠ Mg <sub>0,9</sub> ≠ (Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>0,9</sub>	
			II	железный Fe <sup>2+</sup> <sub>1,5</sub> { Fe <sup>2+</sup> <sub>1,0</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,5</sub> } K <sub>1,0</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>0,7</sub> Al <sub>0,7</sub> Mg <sub>1,0</sub> (Mg, Fe) <sub>1,0</sub> ≠	
	Конечные члены ряда R <sup>2+</sup>	Si <sub>4</sub> R <sup>2+</sup> <sub>2,5</sub> K <sub>1,9</sub> Mg → Fe <sup>2+</sup>	Mg → Fe <sup>2+</sup>	магнийевый Mg <sub>1,5</sub> { Mg <sub>1,0</sub> Mg <sub>0,5</sub> } K <sub>1,0</sub>	Mg <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>0,7</sub> Al <sub>0,7</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,0</sub> (Mg, Fe) <sub>1,0</sub> ≠	
				IY	железомagneиный (MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>1,5</sub> { (MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>1,0</sub> (MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>0,5</sub> } K <sub>1,0</sub>	(MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>0,7</sub> ≠ Al <sub>0,7</sub> ≠ Fe <sup>2+</sup> <sub>1,0</sub> ≠ Mg <sub>1,0</sub> ≠
				Y		

SiK ←

Примечание. I) \* теоретически возможные, но в природе не установлены. тые слюды начинают ставиться более высоко кальцевыми, т.е. кремнистыми; область 3,2-3,4 ф.е. кремния можно считать

		Конечный низкокремнистый низкокальцевый член			
		Общая формула	Главные виды	Разновидности на основе ведущего и определяющего катионов и их порядковые номера	
↔ R <sup>3+</sup> R <sup>2+</sup>	[ Si <sub>3,4</sub> R <sup>3+</sup> R <sup>2+</sup> K <sub>0,6</sub> ]	R <sup>3+</sup> K <sub>0,6</sub>	железистый Fe <sup>3+</sup> <sub>1,5</sub> { Fe <sup>3+</sup> <sub>0,7</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,35</sub> } K <sub>0,6</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>1,3</sub> → Al <sub>0,7</sub> Mg <sub>1,05</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,05</sub> (Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>1,05</sub> ≠	
			Ia	алюминиевый Al <sub>1,3</sub> { Al <sub>0,7</sub> Al <sub>0,35</sub> } K <sub>0,6</sub>	Al <sub>1,3</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>0,7</sub> Mg <sub>1,05</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,05</sub> (Mg, Fe <sup>2+</sup> ) <sub>1,05</sub> ≠
			IIa	железный Fe <sup>2+</sup> <sub>1,5</sub> { R <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> R <sup>3+</sup> <sub>0,5</sub> } K <sub>0,6</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> ≠ Al <sub>1,0</sub> ≠
			IIIa	магнийевый Mg <sub>1,5</sub> { R <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> R <sup>3+</sup> <sub>0,5</sub> } K <sub>0,6</sub>	Mg <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> ≠ Al <sub>1,0</sub> ≠
			IVa	железомagneиный (MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>1,5</sub> { R <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> R <sup>3+</sup> <sub>0,5</sub> } K <sub>0,6</sub>	(MgFe <sup>2+</sup> ) <sub>1,5</sub> → Fe <sup>3+</sup> <sub>1,0</sub> Al <sub>1,0</sub>
			Ya		

↔ R<sup>3+</sup> R<sup>2+</sup>

2) при более низких значениях кремния, например, 3,2 ф.е. высоко кремнистые не отличаются в интервале содержаний кремния 3,2-3,4 ф.е. от слюд низкокремнистых; область 3,2-3,4 ф.е. кремния можно считать областью недостоверного различия высоко и низкокремнистых слюд.

3. Предложенная классификация позволяет различать как формальные - минералогические, так и генетические специфические свойства рассматриваемых минералов, тогда как существующие в настоящее время классификации гидрослюд такой задачи не ставили.

На основании теоретического состава конечных членов изоморфных рядов, а также установленного корреляционным анализом обратного соотношения октаэдрического, тетраэдрического и межслоевого зарядов нами рассчитан график теоретического состава м.г.г. в наиболее общем виде (по соотношению зарядов). С помощью этого графика устанавливается наиболее характерная принципиально новая особенность кристаллохимии рассматриваемой группы минералов: дефицит октаэдрического заряда и избыток межслоевого калия. К этому следует добавить, что в глауконитах отмечается относительно повышенное (против теоретического 2,00) число гидроксильных анионов - явление, природа которого до сих пор остается неясной. Однако, не останавливаясь на этом вопросе подробно, следует заметить, что то, что считается сейчас гидроксилами по соотношению с катионами и прочности связи в структуре - неравноценны и позволяют предполагать, что избыточный "гидроксил" скорее всего является протоном, связывающим со структурой глауконита молекулы воды водородной связью. Таким образом, минералы группы глауконита, приближающиеся по своему составу к теоретическому (т.е. собственно группа глауконита, без монтмориллонита и смешанно-слоистых глауконит-монтмориллонитовых образований) являются водородными (водородными, от латинского слова *hydrogenium* - водород) следами.

В литературе неоднократно обсуждался вопрос об избыточном против числа 2,00 содержании гидроксильных анионов в осадочных 2:1 минералах: монтмориллонитах, иллитах, глауконитах, причем, были предприняты попытки объяснить эти факты структурными особенностями минерала. На сильную гидратированность осадочных хлоритов указывал К.Кепежинскас, называя их гидрохлоритами. Однако, избыточный водород в структуре осадочных минералов связывали обычно с формой гидроксильных анионов, а также молекул адсорбированной воды, тогда как роли протона не уделялось должного внимания. Очевидно этим можно объяснить, что трактовка избыточных гидроксильных со структурных позиций не дала удовлетворительного объяснения физико-химических свойств 2:1 минералов осадочного

генезиса и, более того, исследователи не смогли прийти к единой модели структуры (монтмориллонита). Можно предполагать широкое участие водорода в виде протона в структуре большого числа осадочных силикатов, обусловленное особенностями поведения кремнекислоты в гипергенных условиях при низких температурах и давлениях, а также сравнительно ограниченных пределах колебания рН.

Отмечая особую роль водорода в гипергенных реакциях, В.И. Лебедев пришел к выводу о неизбежном вовлечении ионов водорода (протона) в решетку гипергенных минералов в момент кристаллизации, в отличие от аналогичных решеток, возникающих в гидротермальных условиях, вследствие свойств кремневых кислот при низких температурах: будучи очень слабыми, они удерживают водород. Вхождение водорода в кремнекислородные слои создает в них, по мнению В.И. Лебедева, участки пониженной прочности; в октаэдрических слоях возникают дополнительные вакансии (вакансии октаэдрических катионов доказаны структурным анализом гидротермального селадонита, Б.Б. Звягиным), либо происходит замещение катионами пониженной валентности, что также ведет к понижению устойчивости этих слоев. Главное следствие вовлечения атомов водорода в решетку В.И. Лебедев видит в том, что часть водорода может диссоциировать и уходить из структуры, и тогда пакеты приобретают некомпенсированный отрицательный заряд, который непостоянен по величине и подвержен колебанию в зависимости от рН среды: в кислой среде отрицательный заряд падает и уменьшается емкость поглощения, в щелочной емкость поглощения возрастает, что свидетельствует об увеличении дефицита положительного заряда слоев (широко известное для глинистых минералов, в том числе глауконитов, явление буферности). Таким образом, низкие температуры образования осадочных глауконитов, а также относительно пониженные температуры (по сравнению с температурой образования низко кремнистых слюд) возникновения гидротермальных селадонитов обуславливают принципиальные кристаллохимические отличия минералов рассматриваемых генетических групп. Низкие температуры образования обуславливают целый ряд физико-химических свойств минералов групп глауконита, отличающих их от слюд высокотемпературных: слабая окристаллизованность, явление буферности поверхности, высокая дефектность структуры, а также определенные соотношения физических и химических свойств, что подробнее для краткости в настоящей работе не

рассматривается.

Синтез глинистых минералов при нормальных температурах и давлениях показывает, что в отличие от гидротермального синтеза, необходимы два дополнительных условия: очень медленное смешивание растворов и очень низкая концентрация элементов. Эти условия максимально приближаются к природным гипергенным процессам синтеза аутигенных силикатов. Однако, оценка скорости образования глауконита в морских осадках в настоящее время не известна. Можно попытаться оценить ее косвенно, приняв за средний диаметр микроконкреций 0,4 мм, мощность осадков в зоне начального диагенеза (или активного обмена веществ наддонной воды и осадка) в 1,5-2,5м, т.е. в минимальном объеме, и считать, что формирование микроконкреций заканчивается в этой зоне диагенеза, а растет она от центра во все стороны равномерно. Тогда легко подсчитать, что скорость роста микроконкреции будет в 7-12 тысяч раз медленнее скорости накопления вмещающих ее осадков.

Скорость накопления осадков на шельфах Мирового океана значительно ниже, чем в других его районах. Следует уточнить, подтверждается ли предполагаемый многими исследователями фактор, благоприятствующий процессу образования глауконита - низкая скорость осадконакопления в широком плане. Многочисленные признаки перемены и изменения глауконита в донных осадках позволяют предполагать, что для его возникновения нужна несколько более высокая скорость накопления осадков. Низкая и отрицательная скорости отложения материала благоприятны для создания высоких вторичных концентраций микроконкреций глауконита, что подтверждается многочисленными признаками их перемены течениями и волновыми движениями с образованием "рудных" (с высокими концентрациями зерен глауконита) залежей или прослоев глауконитов. Вторичные концентрации глауконита широко распространены в отложениях возрастных уровней - от рифейского до современного.

Для образования глауконитов необходима мобилизация растворенных веществ, т.е. растворов, содержащих элементы, идущие для построения структуры минерала: Si, Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg, Ca, K, Na, H<sup>+</sup>, OH<sup>-</sup>, F. Все эти элементы присутствуют в морской воде в концентрациях слишком низких, чтобы силикаты осаждались непосредственно из воды. Увеличение концентрации элементов происходит в иловой воде осадка под влиянием разлагающегося органического ве-

щества, в так называемой редукционной зоне по Н.М. Страхову или зоне диагенеза. Развивая представление об этой стадии осадочного минералообразования, Н.М. Страхов отметил, что как только в осадке возникает восстановительная зона, между ней и наддонной водой устанавливается активный обмен веществ: из воды в ил поступает сульфат-ион и кислород, а из илов в наддонную воду — угольная кислота и углеводороды (продукты реакций разлагающегося органического вещества), а также растворенные элементы — кремний и др. Движущей силой обмена являются редукционные процессы в илах, и отчасти, растворение твердых фаз, главным образом, образование которых происходило биогенным путем из ненасыщенных растворов. В редукционной зоне восстанавливается сульфат-ион, а также ионы железа и марганца высокой валентности. Зона активного обмена веществ, по Н.М. Страхову, имеет мощность 1,5–2,5 м; в ней образуются хлорит, глауконит и сульфиды железа и других металлов. Редукционная зона в современном Мировом океане локализуется по его окраинам: шельфу, материковому склону и частично спускается в прилегающие глубоководные желоба. Ширина и интенсивность зоны усиливается в районах постоянного поднятия глубинных вод, обогащенных биогенными элементами (фосфором, кремнием и др.), которые отчетливо тяготеют к западным окраинам континентов. Интенсивность редукционной зоны снижается на окраинах океана, отделенных от континента внутренними морями.

Глауконит приурочен к районам шельфа и материкового склона, имеющим достаточно мощную редукционную зону, и образуется в среде, переходной от окислительной (с гидроокислами железа и марганца) к восстановительной (с сульфидами железа).

В эпиконтинентальных морях фанерозоя редукционная зона и связанные с ними минералы группы глауконита также приурочены к окраинным частям бассейнов. В докембрийских эпиконтинентальных морях различаются два типа редукционных зон: по окраинам бассейна и вокруг крупных блоков островной суши, они вполне сопоставимы по масштабам развития.

Окраинные части океана, а также эпиконтинентальных морских бассейнов являются переходными зонами на пути миграции континентального стока в конечный водоем. Интенсивность поступления растворенных веществ с континента резко усиливается в эпохи образования кор выветривания; с этими эпохами связаны повышенные концент-

рации аутигенных силикатов в окраинных частях морских бассейнов, что наиболее четко выражено для хорошо изученных мезозойских и кайнозойских отложений.

Увеличение интенсивности аутигенного силикатообразования от рифейского времени к современному этапу происходит на фоне сокращения площади морей и океанов и разрастания — континентальной суши, т.е. на фоне общей длительной регрессии, которая должна была привести к усилению миграции продуктов разрушения континентальных пород в морские бассейны (из расчета на единицу площади их поверхности). Основная нагрузка стока падает на окраинные части бассейнов или переходную (от континента к морю либо океану) зону миграции, что и привело к массовому образованию аутигенных силикатов в окраинных частях эпиконтинентальных морей и океанов в мезозойское и кайнозойское время.

На фоне сокращения общей площади морских бассейнов от рифея к современному периоду отмечаются трансгрессивные (таласократические) эпохи, с которыми связано образование основной массы глауконита в морских отложениях фанерозоя: нижний кембрий, нижний ордовик, верхняя юра — нижний мел, верхний мел, палеоген, миоцен. В докембрийских отложениях минералы группы глауконита тяготеют к регрессивным сериям (по крайней мере, в среднем и верхнем рифее и венде). Являются ли трансгрессии положительным фактором в образовании глауконита в фанерозое — не совсем ясно, как нет единого мнения о роли трансгрессий в формировании месторождений фосфоритов. Однако, можно предположить, как это делает Б.М. Гиммельфарб, что роль трансгрессий не ограничивается способствованием захоронению и сохранению отложений в разрезе; в период трансгрессий должна усиливаться связь эпиконтинентальных бассейнов с океаном и подток глубинных океанических вод, обогащенных биогенными элементами, которые, в свою очередь, регулируют развитие планктона, а отсюда — и поступление органического вещества в осадок. Органическое вещество создает редуccionную зону с интенсивным обменом веществ, что и способствует образованию аутигенных силикатов. Вот вероятно сложный механизм связи процесса образования глауконита с трансгрессиями.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД  
ОТ РИФЕЯ ДО МЕЗОЗОЯ

Эволюция глинообразования рассматривается как часть сложного процесса осадкообразования. Изучение минералогического, химического состава и соотношения некоторых компонентов в глинистом веществе проводилось на 3000 образцах, отобранных из отложений верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. Учитывались опубликованные данные о составе глинистой фракции пород Русской платформы и других регионов.

## I. Минералогический состав

Рентгенографическое определение минерального состава глинистого вещества пород показало, что от рифея до мезозоя в составе глинистой части осадочных пород заметно уменьшается содержание гидрослюда. Рассматриваемый интервал делится на три этапа. 1) Рифейский – вендский этап характеризуется преобладанием гидрослюда, на некоторых стратиграфических уровнях присутствует значительное количество каолинита. Хлорит является второстепенным минералом. 2) На ниже-среднепалеозойском (кембрийском-силурийском) этапе гидрослюда остается главным компонентом. В областях аридного климата хлорит составляет значительную, иногда большую часть глинистой фракции. Усиливается роль смешаннослойных минералов. 3) Верхнепалеозойский – мезозойский (девонский – меловой) этап отличается значительным снижением содержания гидрослюда и увеличением доли смешаннослойных минералов, монтмориллонита, вермикулита. Между указанными этапами имеются переходные периоды. Рифейский этап завершается вендским переходным периодом, в котором происходит значительное усиление роли хлорита и смешаннослойных минералов. В конце девонского периода наблюдается переход от второго этапа к третьему, выражающийся в обильном появлении монтмориллонита и смешаннослойных минералов.

Изучая минералогический состав глинистого вещества древних и молодых осадочных толщ Австралийского континента И. Ван Моорт

так же установил, что в отложениях нижнего и верхнего протерозоя глинистая фракция сложена гидрослюдой (мусковитом) и хлоритом. В кембрии появляются смешаннослойные минералы, в ордовике содержание последних повышается. В девоне и нижнем карбоне иллит и смешаннослойные минералы присутствуют примерно в равных соотношениях, а начиная с перми смешаннослойные минералы преобладают. Отмеченные изменения минералогического состава глинистого вещества И. Ван Моорт объясняет постседиментационными процессами.

## 2. Химический состав

Статистическая обработка аналитических данных о химическом составе глинистого вещества показала, что от рифея до мезозоя изменение содержания главных компонентов имеет различный характер. Содержание кремнезема и глинозема в глинистом веществе в этом интервале меняется относительно мало. На этапе рифей-кембрий в глинистом веществе содержание калия увеличивается, натрия — уменьшается. На этапе кембрий — карбон содержания калия уменьшается, натрия — увеличивается. На этапе карбон — мел сохраняется тот же характер изменения содержания щелочей, но интенсивность этого процесса возрастает.

Полученный автором материал об изменении содержания калия и натрия от рифея до мезозоя согласуется с данными для осадочных пород А.П. Виноградова, А.Б. Ронова, А.А. Мигдисова. В течение рифея, палеозоя и мезозоя в глинистом веществе пород происходило уменьшение содержания железа от 5 до 10% в рифее до 2,5-4% в верхнем палеозое и 5,5% в мезозое. Содержание магния уменьшалось от 3-8% в рифее до 2,5-4% в верхнем палеозое и до 3% в мезозое. По данным А.Б. Ронова, А.А. Мигдисова от раннего протерозоя до мезокайнозоя в глинистых осадках Русской и Северо-американской платформ произошло уменьшение содержания железа почти в два раза. Содержание железа в водах верхнего протерозоя было значительно большим, чем в фанерозое, вследствие более интенсивной его химической мобилизации, отсутствия организмов, потребляющих железо и нахождения его в растворимых минералогических формах.

Определение содержания малых элементов в глинистом веществе пород количественным спектральным методом свидетельствует, что

для всех элементов характерно заметное уменьшение их содержания со средне- верхнекаменноугольного времени и позже. Для большей части элементов отмечается возрастание их содержания в рифее. В нижнем палеозое имеют место колебания содержания этих элементов в ту и другую сторону.

Анализ распространения малых элементов в глинистом веществе показал, что от рифея до мезозоя содержание малых элементов менялось направленно. По содержанию последних в глинистом веществе пород выделяются три главных этапа: 1) Рифейский характеризуется пониженным содержанием никеля, стронция, бора и повышенным содержанием хрома, циркония, цинка, ванадия, марганца и титана; 2) ниже- среднепалеозойский (кембрий, ордовик, силур, девон) - неравномерным содержанием элементов; 3) верхнепалеозойский-мезозойский (карбон, пермь, юра, мел) - пониженным содержанием малых элементов.

### 3. Характер и причины эволюции состава глинистого вещества

На основании современных представлений об изменении физико-химических условий на поверхности земли, имеющих данные о составе атмосферы, эволюции состава материнских пород, а также материалов автора о составе глинистого вещества краткая характеристика этапов эволюции глинообразования представляется следующей. В рифейско-вендский этап в атмосфере исчезает аммиак, остается углекислый газ, азот, кислород. Области размыва в это время были сложены различными изверженными, метаморфическими и осадочными породами. На данном этапе преобладал гумидный климат, продукты выветривания имели каолинит-гидрослюдистый состав. Хлориты и монтмориллониты возникали главным образом в областях распространения продуктов основного вулканизма. Содержание калия и некоторых малых элементов в глинистом веществе было максимальным.

В самом начале кембрийско-силурийского этапа, вследствие байкальской складчатости, образовались гумидные и аридные климатические области. В районах с влажным климатом развивалось кислое выветривание, в аридных - щелочное. Продуктами выветривания наряду с гидрослюдой и каолинитом являлись хлориты и смешанно-слоистые минералы. Образование последних, вероятно, было обусловлено составом атмосферы, климатом, продуктами вулканизма, и по-

явлением наземной растительности в силуре. Содержание калия в глинистом веществе на данном этапе понижалось, натрия — нарастало.

В девонский — меловой этап заселение суши растениями в среднем палеозое изменило состав атмосферы, приблизив его к современному. В зону выветривания вводилось большое количество живого и мертвого органического вещества, что обусловило появление ландшафтной зональности выветривания и большее разнообразие по составу продуктов разрушения пород. Произошло замещение гидрослюд в зоне выветривания смешаннослойными минералами и монтмориллонитом. С конца девона появилась листовая растительность, которая интенсивно развивалась в карбоне и особенно в мезозое. С этого периода выветривание приобрело современный характер. Начиная с карбона происходило дальнейшее и более интенсивное понижение содержания калия и малых элементов, и увеличение содержания натрия.

Эволюция химического состава глинистого вещества особенно четко проявляется по содержанию в нем калия, натрия, железа и магния. Более высокое содержание калия в глинистом веществе пород рифея и нижнего палеозоя коррелируется с его содержанием в осадочных породах. Накоплению калия на данном этапе способствовал характер выветривания пород, протекавшего при повышенном содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере и обусловивший гидрослюдистый состав глинистого вещества. Гранитизация и последующий размыв этих пород, происходившие в этот период, так же способствовали накоплению калия. Дальнейшее изменение минералогического состава глинистого вещества привело к уменьшению содержания калия в нем. Увеличение содержания натрия, заключенного в структурной решетке глинистых минералов, также определялось изменением состава атмосферы и гидросферы. Кроме того развитие платформ, замыкание геосинклиналей и затухание вулканизма также оказали влияние на ход этого процесса. Уменьшение содержания железа и магния в составе глинистого вещества, в интервале от рифея до мезозоя, согласуется с изменением содержания углекислоты и кислорода в атмосфере и гидросфере, а так же уменьшением доли участия эффузивно-осадочного материала в процессах выветривания.

В эволюции содержания малых элементов, входящих в структурную решетку глинистых минералов, так же как и в эволюции макро-

компонентов выделяются три этапа. Совпадение этапов эволюции содержания малых и "больших" элементов в глинистом веществе объясняется тем, что главной причиной этих процессов является химическая трансформация атмосферы и гидросферы, отразившаяся на повышении  $E_h$  и  $p_f$  среды и подвижности многих элементов. На водосборных площадях это привело к меньшему перемещению в виде растворов таких элементов как  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Fe$  и др. и, следовательно, уменьшению адсорбции их глинистыми минералами.

Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя является необратимым процессом, выражающимся в убывании или возрастании того или иного химического компонента, а также в увеличении многообразия его минералогических форм. Этапы эволюции состава глинистого вещества совпадают с этапами осадкообразования, выделенными А.П. Виноградовым, Н.М. Страховым, А.Б. Роновым, Ф.В. Чухровым и др.

Выявлена особенность эволюции состава глинистого вещества, выражающаяся в периодическом изменении соотношения химических компонентов ( $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ ). Соотношение алюминия и натрия, калия и натрия в глинистом веществе показывает степень дифференциации пород суши и продуктов их разрушения. В глинистом веществе от верхнего протерозоя до мезозоя в пределах Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты величины  $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$  периодически возрастают и понижаются, свидетельствуя о многократном усилении и ослаблении процессов химического выветривания в течение рифея, палеозоя и мезозоя.

Показано, что развитие химического выветривания делится на периоды (циклы) разных порядков. В строении периодов выделяются "трансгрессивные" и "регрессивные" их части. Трансгрессивная часть периода высшего порядка состоит из периодов низшего порядка, в котором каждый последующий (более поздний) характеризуется более высокими значениями параметров  $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ . В регрессивной части периода высшего порядка, каждый последующий период меньшего порядка характеризуется более низкими значениями этих параметров. Таким образом, периоды низкого порядка создают генетически направленный ряд, являющийся периодом высшего порядка.

Границы периодов высшего порядка отражены максимальной химической дифференциацией глинистого вещества на следующих стра-

тиграфических уровнях: 1. Низы лахандинской свиты (Учуро-Майский район), вильская свита (Юдомо-Майский район) красногорская, джурская свиты (Енисейский край). 2. Редколесная свита (Приангарье). 3. Верхы алданского яруса, ленский ярус и низы амгинского Иркутский амфитеатр, Туруханский, Игарский районы, Нижнее Приангарье). 4. Средний частично верхний ордовик (Юго-Западное Прианабарье, Тунгусская синеклиза). 5. Средний и верхний девон (Норильский район). 6. Верхы верхней перми (Тунгусская синеклиза).

Из приведенного выше следует, что необратимое направленное изменение состава глинистого вещества, разделяясь на этапы, включает также в себя циклы периодического изменения, выражающиеся сменой повышения и понижения степени химической дифференциации глинистого вещества. Последние измеряются соответственно увеличением или уменьшением значений  $Al_2O_3:Na_2O$ ,  $K_2O:Na_2O$ . О необратимости и направленности сложного процесса глинообразования, состоящего из периодических процессов, свидетельствует уменьшение абсолютных значений величины  $Al_2O_3 : Na_2O$  от рифея до мезозоя. На рифейском этапе максимальные значения данной величины колеблются в пределах 300-600, ниже-среднепалеозойском 200-300, верхнепалеозойском-мезозойском 80-140. Уменьшение абсолютных значений величины  $Al_2O_3 : Na_2O$  от рифея до мезозоя согласуется с существующими представлениями о возрастании скоростей осадконакопления и абсолютных амплитуд вертикальных движений в этом интервале времени, а также о более интенсивном химическом выветривании в докембрии.

Таким образом, эволюция глинообразования является сложным процессом, состоящим из необратимого изменения химического и минералогического состава глинистого вещества и периодического изменения степени его химической дифференциации. Глинообразование является частью более сложного процесса осадкообразования. Поэтому движущими силами необратимой эволюции глинообразования как и осадкообразования, является изменение содержания углекислого газа и кислорода в атмосфере и гидросфере, развитие органической жизни, а также изменение состава пород, подвергавшихся выветриванию. Эти факторы необратимо изменяли физико-химическую обстановку на поверхности Земли и вызывали необратимое изменение состава глинистого вещества. Циклический или периодический характер процесса глинообразования обуславливался тектоническим режи-

мом земной коры, который предопределял благоприятные и неблагоприятные условия для интенсивного химического выветривания в отдельные моменты геологической истории.

Эволюция состава глинистого вещества, проявившаяся в интервале от рифея до мезозоя, не связана с эпигенетическими изменениями пород о чем свидетельствует следующее: а) Эволюция состава глинистого вещества выявлена на отложениях, постседиментационные изменения которых одинаковы и находятся на стадии начального катагенеза. б) Характер изменения содержания калия в глинистых минералах рифея, палеозоя и мезозоя не соответствует характеру изменения степени постседиментационных преобразований. в) Периодичность изменения состава глинистого вещества не коррелируется с изменениями степени его эпигенетических преобразований.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Идеи изменения характера осадочного процесса в геологической истории высказывались неоднократно. В последнее время накопился огромный фактический материал, позволяющий оценить не только общую направленность в изменении состава основных типов осадочных пород, но и связать эти изменения с развитием главных факторов, определяющих сам процесс изменения. К числу этих факторов относятся: 1) состав сред седиментации, 2) источники осадочного материала и 3) ландшафтно-климатические обстановки седиментации (континентальные и морские).

1. Среды седиментации

Существует три типа сред, в которых происходит процесс накопления осадков: атмосфера, гидросфера и лёд.

Современная атмосфера состоит из следующих главных компонентов: азота (78 %), кислорода (21 %), инертных газов (0,9 %) и углекислого газа (0,03 %). Кроме того в ней присутствуют в переменном количестве водяные пары и твёрдые частицы. Современный состав газов атмосферы является результатом трансформации первичной атмосферы Земли.

Выделяется четыре типа древних атмосфер в истории Земли: 1) азотно-аммиачно-углекислый (архей), 2) кислородно-азотно-аммиачно-углекислый (архей - ранний протерозой), 3) кислородно-углекисло-азотный (средний протерозой - ранний палеозой) и, 4) начинающая с девона углекисло-кислородно-азотный (Казанский и др).

Наиболее древний раннедокембрийский тип близок по составу первичной атмосфере по А.П.Виноградову. Её изменение связано в основном с появлением органической жизни, способной разлагать углекислый газ с выделением кислорода. Последний явился, по-видимому, основным реагентом, разрушающим аммиак. Эта перера-

ботка закончилась в конце раннего протерозоя. В дальнейшем процесс накопления кислорода в атмосфере шёл быстро и уже в среднем протерозое его объёмное количество могло соответствовать 20–40% содержания в современной атмосфере. Хорошими индикаторами смены азотно-аммиачно-углекислой на кислородно-углекисло-азотную атмосферу являются красноцветные терригенные отложения, появившиеся в раннем и получившие широкое распространение в среднем протерозое.

Средний и поздний протерозой, а также ранний палеозой были эпохой существования весьма своеобразной атмосферы, которая состояла из азота, углекислого газа и кислорода, причём количество  $\text{CO}_2$  было во много раз выше, чем в настоящее время. Впервые доказанный тип азотно-углекисло-кислородной атмосферы позволяет объяснить ряд геологических явлений для этого времени, а именно: широкое распространение процессов кислого выветривания, характер морского карбонатакопления, постепенную подготовку в протерозое скелетной фауны в морях и т.д.

Начиная с девона атмосфера Земли приобретает современный вид. Резкое сокращение содержания углекислого газа тесно связано с заселением растительностью суши и соответствующим изменением баланса газов в атмосфере.

Водная среда занимает более 3/4 поверхности Земли. В настоящее время её объём составляет 1370,5 млн. км<sup>3</sup>, в том числе в океанах и морях – 1370 млн. км<sup>3</sup>, а в озёрах и реках – 0,5 млн. км<sup>3</sup>. По количеству растворённых веществ поверхностные воды могут быть условно разделены на три группы со следующим содержанием ионов (в мг/кг): 1) пресные (до 1000) и солоноватые (1000–25000), 2) морские (25000–50000) и 3) с повышенной солёностью (свыше 50000).

Пресные и солоноватые воды распространены в реках и озёрах. В реках по степени минерализации преобладают пресные воды, а в озёрах – до солоноватых. Солевой состав вод этой группы зависит от состава исходных пород областей и характера их выветривания в областях водного питания. В настоящее время на суше преобладают речные воды гидрокарбонатного типа с повышенным содержанием кальция. Величина ионного стока растёт от зон тундр и лесотундр к степям и полупустыням, однако в областях пустынь его величина несколько уменьшается. Это объясняется зависимостью

величины ионного стока от интенсивности выветривания и количества осадков. Сопоставление количества растворённых веществ равнинных и горных рек близких климатических зон показывает, что в горных условиях речные воды выносят меньшее количество ионов в тех же объёмах, но и соотношения между отдельными компонентами остаются достаточно выдержанными.

Оценка состава ионных растворов в реках прошлого основывается на предположении непостоянства древних атмосфер и изменении строения областей размыва. В архее и раннем протерозое речные воды могли быть обогащены магнием, кальцием, аммонием, гидрокарбонат- и карбонат-ионами. В начале протерозоя в связи с участием в строении литосферы кислых пород, в ионных растворах возможно возрастание натрия и кальция, начиная со среднего протерозоя предполагается сокращение аммония, а со среднего палеозоя - карбонат-ионов.

Колебания в составе и содержании в речных водах могли испытывать также органические вещества. Их реконструкции следует строить, исходя из факта отсутствия наземной растительности в додевонское время, в связи с чем почвы этого времени были бедны органическими веществами. Начиная с девона, а затем карбона, поверхностные воды континентов были достаточно насыщены органическими соединениями.

Взвешенные осадки в речных водах составляют от десятков граммов до 2-3 кг на м<sup>3</sup> жидкого стока. Их количество определяется особенностями климата, рельефа и состава областей питания речных систем. Подсчёты годового выноса стока в объёмах водных масс для крупнейших рек показывают минимальные количества твёрдых частиц у рек умеренных влажных широт со снеговым, частью ледниковым питанием, текущих в северном полушарии с юга на север и пересекающих степную, лесную и лесотундровую зоны. Для рек Северного полушария, текущих с севера на юг, из областей лесов в степные и полупустынные районы вынос твёрдых частиц выше, что частично объясняется деятельностью человека. Насыщенность твёрдыми частицами выше в реках тропической зоны, а максимальные содержания определены в реках степных, полупустынных и пустынных областей. Таким образом, основным фактором, определяющим увеличение мутности вод крупных рек является отсутствие заселённости. Распределение размеров твёрдого стока в безлесной полосе зависит от

строения водораздельных областей. Например, р.Хуанхэ размывает крупные скопления лёссовых пород.

Выводы о размерах твёрдого стока, полученные по современным рекам, пересекающим слабозалесенные районы и размывающим рыхлые породы, является ценным материалом для реконструкции палеогеографии древней суши. Повышенные количества твёрдых частиц могли нести речные воды за счёт размыва продуктов выветривания, особенно в докембрии и раннем палеозое, когда на суше отсутствовала травяная и древесная растительность, способная тормозить эрозию почв. В это время областями усиленного размыва почв и кор выветривания могли являться не только пустынные районы с сухим климатом, но и области влажных зон, причём в последнем случае смыв должен быть в несколько раз больше.

Пресные и солоноватые озёра распространены от арктических до тропических зон. По составу растворённых веществ большинство пресных и солоноватых озёр относится к гидрокарбонатному типу, т.е. их солевой состав тесно связан с характером питания рек. Как отмечает О.А.Алекин, при повышении минерализации озёрной воды выше 1 г/кг она переходит в сульфатный тип, а выше 3-5 г/кг в зависимости от состава водосборов в хлоридный или сульфатный. Изменения затрагивают также отношения между катионами, которые трансформируются по схеме:  $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$ . Кроме речного стока на солевой состав озёрной воды влияют и другие причины: ледовый режим, реакции обмена между водой, организмами и твёрдыми частицами, питание за счёт подземных вод и т.д.

Твёрдые частицы в озёрных водах присутствуют в небольшом количестве. Их содержание увеличивается в прибрежной зоне, а также в приустьевых частях рек.

Особенностью распределения растворённых компонентов в морской воде является выдержанность солености и отношений между главными ионами в пределах большей части акватория Мирового океана. Принято считать, что нормальной соленостью в настоящее время является содержание солей, равное 3,5%. В пределах океанов колебания в поверхностном слое составляют в зависимости от времени суток и года 1-3%, причём поля с повышенной соленостью тяготеют к засушливым экваториальным зонам (до 3,6-3,7%), а зоны с более низким значением (до 3,2%) окаймляют приполярные части океанов. Профиль солености зависит от географической широ-

ты, температуры, а также количества атмосферных осадков и льда.

Заметные понижения солёности имеют место на побережьях, вблизи устьев крупных рек, а также в полуизолированных внутриконтинентальных морях с большими объёмами питания пресной водой. В полуизолированных морях, располагающихся в областях жаркого климата, солёность может повышаться до 3,9-4,2 ‰. Горизонты воды с очень высокой солёностью (до 25‰) обнаружены на больших глубинах вблизи рифтовых зон. Их образование связывается с гидротермальной деятельностью и выщелачиванием солей из древних осадочных толщ.

В современной морской воде наблюдаются следующие соотношения между ионами: 1) катионы -  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}$ , 2) анионы -  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . (С солевым составе древних морей и океанов можно судить, анализируя распространение типов морских осадков, а также изучая состав жидкой и газовой фаз включений в кремнистых осадках морского происхождения. Эти материалы позволяют предполагать изменение состава растворённых веществ как в катионной, так и анионной частях. В настоящее время можно вполне определённо говорить о некоторых общих тенденциях изменения солевого состава, а именно: 1) увеличение количества натрия, хлора, сульфат-иона, а среди растворённых газов - азота и кислорода, 2) сокращении содержания кальция, магния, аммония, карбонат- и гидрокарбонат-ионов, и, соответственно, растворённых газов - аммиака и углекислого газа.

Взвешенное вещество в водах Мирового океана распределено неравномерно как по площади, так и по вертикали. Наименьшие количества этого материала установлены в тех участках, которые наиболее удалены от побережий и приустьевых частей. Наиболее высокие концентрации имеют место в суспензионных потоках, периодически возникающих в придонных слоях и перемещающихся вниз по склонам.

Воды современных водоёмов с повышенной солёностью обычно рассматриваются как продукты метаморфизации более пресных растворов. Выделяется три основных типа вод: 1) карбонатный или содовый, 2) сульфатный и 3) хлоридный. Переходы одного типа в другой связаны с увлажнением климата (справа налево) или его усыханием (слева направо). Другим путём формирование вод с повышенной солёностью является вынос солей термальными водами в

лет. С этого рубежа в строении областей питания начинают принимать участие кислые интрузивные породы и их метаморфические аналоги, а также осадочные породы. Начиная с архея, количество основных пород сокращается, а в раннем и среднем протерозое они составляют не более 20% пород областей размыва. Следующий переломный момент намечается в позднем протерозое, когда в областях размыва сокращается общее количество магматических пород, в том числе и кислых. С этого времени осадочные породы составляют более 50% в общем балансе разрушаемых площадей континентов.

Вулканическая деятельность является важным источником твёрдого, жидкого и газообразного материала в области седиментации. Её отличие от магматизма состоит в том, что материал этого типа в значительной степени вводится в зону осадконакопления непосредственно в виде пепла, термальных вод и газов, существенно меняя состав и физико-химическую обстановку в участках его поступления на суше и на дне бассейнов.

Влияние вулканизма на осадочный процесс определяется его масштабами и составом продуктов. По данным А.А.Бухарова, А.В. Вана, В.В.Волкова, И.В.Лучицкого, М.М.Мануйловой, М.С.Нагибиной, К.Н.Рудича и многих других история вулканизма представляется в следующем виде. Наименее изученные архейские и нижнепротерозойские вулканы характеризуются основным составом, но в прогибах раннепротерозойского возраста известны кислые и средние излияния. В среднем протерозое широко распространены орогенные континентальные, реже континентально-морские вулканогенно-терригенные образования двух типов: кислые и более фемические формации. В позднем протерозое в геосинклинальных областях формируются основные вулканы, ассоциирующиеся с мощными пирокластическими толщами. В орогенные и посторогенные стадии вулканизм характеризуется отчётливым базальтоидным типом.

Для раннего палеозоя свойственно почти полное отсутствие наземного вулканизма, линейность областей проявления вулканической деятельности в морских условиях и преобладание пород основного состава. Основной характер вулканизма сохраняется в девоне. Только локально, на поднятиях проявляются излияния андезитового и более кислого составов. В позднем палеозое, в пределах герцинских геосинклиналей наряду с основными вулканидами формируются кислые дериваты.

Мезозой явился новым этапом в развитии вулканизма. Выделяются два крупных пояса его проявления: Средиземноморский и Тихоокеанский. Для первого из них характерны офиолитовые формации, для второго — андезитовый вулканизм, обычно в наземных условиях. В мезозойское время формируется ложе современных океанов. Как показало глубоководное бурение, мезозойские базальтоиды широко развиты под юрскими и меловыми осадками.

Для кайнозойского вулканизма характерна его приуроченность к орогеническим системам альпийской зоны и Тихоокеанского кольца, причём отмечается близость типов вулканических формаций. Намечается переход от толеитовых базальтов с выбросами кислых пемз островных дуг к существенно андезитовому вулканизму нормальных островных дуг, затем базальт-дацитов образований областей раннего орогена — к базальтам стабильных блоков. Для внутриконтинентальных районов характерен трибазальтовый вулканизм, который связывается с развитием сводовых поднятий и рифтовых зон.

Выветривание является важным процессом, приводящим к высвобождению из горных пород твёрдых частиц, коллоидов и растворов. Развитие выветривания на поверхности Земли тесно связано с такими факторами, как составом атмосферы, морфотектоникой, климатом, органической жизнью, вулканизмом и составом разрушаемых пород.

Продукты выветривания известны, начиная с архея. А.В.Сидоренко и другие обратили внимание на близость или тождество состава почв и кор выветривания, которые фактически укладываются в два типа: кислый (гидрослюдисто-каолинитовый) и основной (монтмориллонито-каолинито-охристый). Каждый из них характеризуется своими наборами остаточных и новообразованных минералов, последовательностью выноса освобождающихся при выветривании растворимых и коллоидальных соединений.

Вместе с тем изменение факторов выветривания в истории Земли влияло на интенсивность и характер процессов поверхностного изменения горных пород. Намечается четыре основных этапа формирования продуктов выветривания: 1) архейский — раннепротерозойский, 2) среднепротерозойский — вендский, 3) вендский — силурийский и 4) девонский современный. Их краткая характеристика следующая.

В архее и раннем протерозое распространение в атмосфере аммиака и углекислого газа создавало специфическую среду выветривания, в которой происходили сложные процессы катионного обмена, формиро-

зонах разломов. Таким образом, вероятно, шло образование солёных вод на дне Красного моря, озера Киву и в других местах.

Лёд в настоящее время является заметным фактором переноса и накопления осадочного материала. С.В.Калесник различает три группы льдов: гидрогенный (лёд водоёмов), осадочный (снежный покров) и метаморфический (образовавшийся за счёт изменения осадочного). По характеру залегания крупные скопления льда подразделяются на горные, материковые и шельфовые. Распространение ледников разного типа определяется климатическими факторами.

Масштабы современного оледенения значительны — 10% суши. Ещё большие площади предполагаются в плейстоцене, по некоторым данным они были в три раза больше современных. Реконструкции, сделанные для более древних эпох (пермо-карбон, ордовик, венд и др.), носят менее конкретный характер, т.к. построены на многочисленных допущениях (происхождение тиллитов, конфигурация и местоположение материков и пр.).

В заключение следует отметить, что среды, в которых происходило выветривание и осадкообразование, как правило, не сохраняются, что является одной из характерных предпосылок седиментационных реконструкций. Степень объективности в данном случае может быть значительно увеличена, если удастся обнаружить реликтовые газы и растворы, связанные с древними атмосферами и гидросферами.

## 2. Источники осадочного материала

Различаются четыре источника материала, который в итоге захороняется в осадках: 1) изверженные, метаморфические и более древние осадочные породы, 2) продукты вулканической деятельности, 3) продукты выветривания и 4) материал космического происхождения.

При всём огромном разнообразии состава среди трёх основных классов горных пород преобладают: граниты и ортогнейсы, базальты и их изменённые аналоги, глинистые породы, песчаники и алевролиты, а также продукты их изменения. При механическом разрушении они дают определённые ассоциации компонентов.

Количественные отношения между основными типами горных пород определены на континентах А.Б.Роновым. Преобладание основных эффузивных пород предполагается для времени древнее 4 млрд.

вание аммонийных разновидностей гидрослюда, монтмориллонита и смешанно-слоистых минералов. Есть все основания предполагать большую роль в процессах выветривания раннего докембрия бактерий.

Второй этап характеризуется выветриванием в условиях углекисло-кислородной атмосферы, что способствовало широкому развитию кислых окислительных условий с образованием каолинита и эллитов. Свообразие условий выветривания в среднепротерозойское — вендское время явилось причиной необычного характера миграции элементов: большей подвижности натрия относительно калия и кальция относительно магния, вынос из элювия железа, миграцию алюминия в форме коллоидов и растворов. Кроме бактерий в выветривании могли участвовать водоросли, остатки которых найдены в среднепротерозойских каличе Карелии.

Следующий этап близок по типу к предыдущему, но отличался усложнением рельефа и большей дифференциацией климатических зон. Это могло способствовать увеличению разнообразия условий выветривания, что фиксируется в более широком распространении среди остаточных продуктов таких минералов, как смешанно-слоистые, монтмориллонит и др.

Для последнего этапа (девон-голоцен) характерно изменение факторов выветривания, приближающих обстановку гипергенного преобразования к современной. В девоне в связи с заселением суши растением резко нарушился баланс газов в атмосфере, сократилось количество  $\text{CO}_2$ . Растительность с корневой системой стала более активно участвовать в разрушении материнских пород. Характер растительности, а также возрастающая дифференциация ландшафтно-климатических обстановок создали благоприятные условия, обусловившие многообразие форм проявления выветривания.

Космический материал поступает в зону седиментации в виде метеоритов и пыли. По мнению А.П. Лисицина масштабы приноса материала из космоса на 3-5 порядков ниже, чем из других источников. В ископаемом состоянии космический материал известен в плейстоцене, перми, кембрии (Вийдинг и др.). В последнее время выдвинута гипотеза об эпохах усиленных "бомбардировок" Земли материалом космического происхождения, особенно в период до 3-4 млрд. лет тому назад.

### 3. Принципы типизации условий осадконакопления

Систематизация материалов, относящихся к процессам седиментации и типам осадков, позволяет высказать мнение о существенных различиях в формировании осадков на суше и в морской среде (Е.В.Шанцер и др.). Они заключаются как в различиях сред седиментации, неодинаковой роли источников материала (например, выветрелого и эксплозивного), так и в характере перехода того или иного вещества из среды в осадок. Вместе с тем, среди морских и континентальных образований различаются два типа компонентов – автохтонные и аллохтонные. Первый из них в своём составе отражает те конкретные физико-химические условия, которые существовали в момент их образования. К числу этих условий относятся: состав атмосферы и гидросферы, температурный режим, количество атмосферных осадков и т.д. Автохтонные образования формируются в виде продуктов выветривания или биохимических осадков, отражающих в своём составе определённый комплекс физико-химических условий на суше или в водном бассейне. Дифференциация материала по фациальным признакам здесь имеет второстепенное значение.

Аллохтонные осадки, преимущественно терригенного происхождения являются продуктами, чуждыми для данной физико-химической обстановки. Обычно они представлены образованиями крупных рек, озёр, морей, ледников или областей интенсивной ветровой эрозии. Распределение этих осадков контролируется динамикой среды седиментации. Автохтонный материал в этих осадках имеет второстепенное значение.

### 4. Континентальное осадконакопление

Автохтонные и аллохтонные образования в континентальных формациях выделяются достаточно чётко. К автохтонным продуктам относятся почвы, аллитовые, железистые, карбонатные, сульфатные, содовые и хлоридные образования. Для современной суши отчётливо намечаются шесть ландшафтно-климатических зон, различающихся типами почв, аккумулятивными продуктами и диагенетическими образованиями: 1) тундр и лесотундр, 2) лесов умеренных и холодных климатов, 3) степей и саванн, 4) пустынь и полупустынь, 5) тропиков

и субтропиков с сухими периодами и б) влажных тропиков (дождевых лесов).

Для ископаемых автохтонных осадков реконструкция ландшафтно-климатических зон связана с известными трудностями благодаря эволюции климатов, ландшафтов и других причин. В первом приближении в истории Земли выделяются два крупных периода: 1) докембрийский - раннепалеозойский с пустынными, влажными и сухими ландшафтами и 2) девонский - современный с ландшафтами, близкими к ныне существующим. В настоящее время уже можно наметить ряд различий в образовании тех или иных древних автохтонных образований. Так, например, для первого, более раннего периода, в условиях кислых обстановок и пустынного влажного ландшафта активно протекал процесс выветривания с выносом алюминия в растворах и коолоидах. Начиная с девона, этот процесс сменился этапом накопления гидроксидов алюминия в выветрелых продуктах с последующим переотложением преимущественно в обломках.

Изменение условий осадконакопления намечается также для угленосных и красноцветных осадков. Так, условия образования углей существенно менялись, начиная с карбона. Это было показано О.А.Бетехтиной, которая допускает существование в зонах угленакопления в позднем палеозое обстановок, отличных от современных ландшафтов болотистых лесов тропиков и умеренных широт (реки с небольшими превышениями истоков и устьев, мелкорукавчатость дельт, быстрые смены уровней воды в реках, озёрах и т.д.). Ландшафтно-климатические условия в мезозое, особенно в кайнозое были достаточно близки современным.

К аллохтонным образованиям отнесены осадки крупных рек, озёр, а также пролювиальные, ледниковые и золовые отложения.

Аллохтонные осадки, формирующиеся в таких крупных реках разных климатических зон, как Амазонка, Лена, Хуанхэ и др., характеризуются одним свойством - тесной связью состава обломочного материала с областями питания. Даже во взвеси такой реки, как Амазонка, протекающей в зоне тропических влажных лесов, более 80% составляет материал, заимствованный при разрушении пород Анд. Аналогичная картина наблюдается и в древних аллювиальных отложениях (мезозой Западной Сибири, Утана, Африки, палеозой Русской платформы, Пиренеев, докембрий Восточной Сибири и т.д.). Озёра, питание которых происходит за счёт крупных рек, содержат

материал, принесённый текучими водами.

Осадки, связанные с процессами быстрого выноса терригенного материала селями, временными потоками и горными реками, пользуются широким распространением как в фанерозое, так и в докембрии. Особенно велика их роль должна быть в докембрии и раннем палеозое, когда поверхность суши была лишена растительного покрова и процессы эрозии существенно отличались от современных.

Формирование ледниковых осадков в геологической истории Земли происходило неоднократно. Наиболее изученными и наиболее достоверными являются плейстоценовые осадки. Для них установлена гетерогенность состава, теснейшим образом связанная с петрографическим типом провинции питания. Диагностика ледниковых осадков более древнего возраста сталкивается с рядом трудностей, определяющихся тем, что в ископаемом состоянии исчезают многие особенности, связанные с формой ледниковой формации, её составом и взаимоотношениями между латеральными членами. Остаются в основном структурно-текстурные признаки, но они часто близки в осадках различного происхождения. В свете современных данных (Чумаков и др.) наиболее достоверны как продукты деятельности ледника позднедокембрийские тиллиты, однако и они по геохимическим данным несут следы морского происхождения (Енисейский край, Шпицберген и др.).

Осадки золотого происхождения как самостоятельные крупные тела в ископаемом состоянии встречаются редко. Возможно, это объясняется несовершенством методов их диагностики. Дж. Аллен различает три области распространения золотых песков на суше: 1) равнины с засушливым климатом, примыкающие к полям пролювиально-аллювиальных осадков, 2) побережье океанов, морей и крупных озёр, 3) приледниковые равнины. Такое разнообразие обстановок, а также тесная связь обломочного материала с источниками питания является основанием для отнесения золотых осадков к аллохтонному типу.

## 5. Морское осадконакопление

Различия в автохтонности и аллохтонности морских осадков выражены более чётко, чем в континентальных образованиях. Это

связано с большим однообразием среды осадконакопления.

Автохтонные осадки в морских фациях включают две группы образований: 1) тесно связанные с ландшафтно-климатическими зонами на суше (бокситы, оолитовые железные руды, прибрежно-морские карбонатные, сульфатные, соляные породы и др.) и являющиеся продуктами физико-химических условий морской среды (джемспилиты, известняки, доломиты, фосфориты, некоторые типы эвапоритов). Ниже в качестве примера приведены сведения о карбонатных породах первой и второй групп, данные об условиях образования которых наиболее детальны.

Морское карбонатонакопление, зародившееся в раннем докембрии, прошло несколько стадий развития, связанных с эволюцией состава атмосфер, гидросфер, температурного режима и органического мира. Выделяются три основных типа парагенезисов карбонатных пород: 1) прибрежные и мелководные известняки и доломиты, переходящие в сторону открыто-морских фаций в известняки, 2) мелководные и открытоморские известняки и доломиты, 3) известняки и доломиты внутриконтинентальных бассейнов. В истории карбонатонакопления их распределение неравномерное. Первый тип прослеживается, начиная с раннего докембрия, второй распространён наиболее широко в среднем и позднем протерозое, а третий появляется в конце докембрия, максимальное развитие получает в палеозое, постепенно затухая в мезозое и кайнозое.

На основании характера распределения парагенетических типов в истории Земли пять этапов морского карбонатонакопления. Первый из них, охватывающий архей и ранний протерозой, отличается гидрокарбонатно-хлоридным аммоний-кальций-магний-натровым составом раствора, высокими температурами и значениями pH, малым участием водорослей в процессе карбонатонакопления, которое характеризуется накоплением аммониевых и кальциевых карбонатов химическим путём. Магнийсодержащие карбонатные илы могли накапливаться в участках с пониженными pH. Второй этап (средний - поздний протерозой) отличается понижением pH, температуры и усилением роли водорослей. Доломитовые (продоломитовые) илы в это время являлись нормальными морскими осадками.

Появление в конце докембрия животных организмов с известковым скелетом в качестве карбонатосадителей резко уменьшили содержание кальция в морской воде. Это сделано возможным доломито-

образованием только в бассейнах с повышенной солёностью морской воды. Размеры доломитовой седиментации в открытоморских условиях резко сократились. Третий, переходный этап включает кембрий и часть ордовика.

Четвёртый этап, охватывающий ордовик, средний поздний палеозой и, возможно, триас, характеризуется почти полным затуханием доломитообразования в открытоморских условиях, которое смещается в прибрежно-морские и внутриконтинентальные фации, и широким развитием во всех обстановках карбонатных, слабомagneзиальных илов, массовым развитием органогенных построек.

Последний этап, захватывающий мезозой и кайнозой, характеризуется некоторым сокращением объёма карбоната накопления. Особенно это заметно для доломитовых осадков, которые представлены преимущественно прибрежно-морскими образованиями. В четвертичное время доломитовые осадки, связанные с внутриконтинентальными морями исчезают.

В заключение, несколько замечаний о так называемых пятнистых "метасоматических" доломитах. Последние данные по физико-химии доломитообразования дают право утверждать, что эти породы являются продуктами диагенетической переработки метастабильных высокомагнезиальных кальцитов и протодоломитов.

Аллохтонные морские осадки представлены терригенными продуктами, выносимыми реками, ледниками, ветром, а также возникающими при абразии берегов и морского дна. Их распределение определяется в прибрежной зоне характером волнений, а на всей акватории - распределением течений. Особое место занимают турбидиты, являющиеся продуктами мутьевых и грязевых потоков.

## 6. О дальнейших направлениях работ

Предлагаемая система взглядов на процессы седиментации отличается от общепринятой (выделение типов литогенеза) тем, что она предусматривает не только фиксацию общего, неизменного (аридность, гумидность и пр.), но и поиски различий, следов динамического развития сред, источников и ландшафтно-климатических обстановок седиментации. Изменение этих параметров и определяет развитие процесса осадконакопления.

Представляется, что если в области изучения состава источни-

ков осадочного материала, а также сред выветривания, переноса и осадконакопления уже намечены основные этапы, то ещё очень мало сделано в детализации ландшафтно-климатических обстановок как на суше, так и в морских условиях. Вероятно, необходим критический пересмотр значения автохтонного материала для реконструкции сред осадконакопления. Выше, на примере доломита было показано, что значение того или иного минерала-индикатора может существенно меняться в геологической истории.

Большие возможности можно предполагать в области изучения постседиментационных изменений аллохтонных пород. Как показали исследования Е.П.Акульшиной, А.Г.Коссовской и других, химические реакции между обломочными компонентами, седиментационными и поровыми растворами могут привести к изменениям терригенных минералов, указывающие на ту или иную особенность осадочного процесса.

## ЛИТЕРАТУРА

Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Отв.ред. В.П.Казаринов. Новосибирск, "Наука", 1971, 152 с.

Акульшина Е.П. Выявление уровней интенсивного выветривания по глинистой составляющей осадочных пород.— В кн.: Конти-нентальные перерывы и коры выветривания Сибири, вып. 126. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 38-42.

Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Новосибирск, 1973, 59 с. (Автореферат докт. диссертации).

Акульшина Е.П. Установление степени зрелости осадков докембрия по составу глинистых пород.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Материалы УШ совещания Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 16-20.

Акульшина Е.П. Некоторые физико-химические методы выявления условий осадконакопления по глинистым минералам.— В кн.: Третье совещание по физическим методам исследования осадочных пород. Александров, тезисы докладов, 1973, с. 39-40.

Акульшина Е.П. О направленности и периодичности изменения минералогического и химического состава глинистого вещества в верхнем протерозое, палеозое и мезозое Сибири.— В кн.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, "Наука", 1975, (в печати).

Акульшина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя.— В кн.: Докл. XXV сессии Международного геологического конгресса. 1975, (в печати).

Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В. Корреляция рифейских отложений по составу глинистых фракций пород.— В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 62-65.

Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В. Верхнепротерозойские коры выветривания восточного обрамления Алданского щита и перспективы их бокситоносности. - В кн.: *Новости геологии Якутии*, вып.3. Якутск, Якутское книжное издательство, 1973, с.90-94.

Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М. О природе пластичных глин в кембрийских отложениях бассейна р.Оленек. - "Геология и геофизика", 1972, № 2, с.147-151.

Акульшина Е.П., Ивановская А.В. Предисловие. - В кн.: *Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири*. Новосибирск, "Наука", 1975, (в печати).

Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии. - В кн.: *Геология докембрия*. Докл. XXIV Международного геологического конгресса. Л., "Наука", 1972, с.17-23.

Акульшина Е.П., Казанский Ю.П. Основные этапы глинообразования при выветривании в истории Земли. - В кн.: *Изучение и использование глин*. № 3. Минск, "Наука и техника", 1971, с.61-64.

Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Ивановская А.В. Об условиях седиментации в позднем докембрии. - В кн.: *Проблемы общей и региональной геологии*. Новосибирск, "Наука", 1971, с.350-359.

Акульшина Е.П., Писарева Г.М. О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с выветриванием. - "Геология и геофизика", 1970, № 6, с.80-87.

Анатольева А.И. О некоторых чертах красноцветной седиментации докембрийского времени. - В кн.: *Проблемы общей и региональной геологии*. Новосибирск, "Наука", 1971, с.300-319.

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Отв. ред. А.Л.Яншин. Новосибирск, "Наука", 1972, 346 с.

Анатольева А.И. Роль красноцветных осадочно-вулканогенных формаций в строении земной коры. - В кн.: *Вулканогенно-осадочный литогенез*. (Краткие тезисы IV Всесоюзного семинара). Южно-Сахалинск, 1974, с.12-13.

Анатольева А.И. Строение и состав пермского красноцветного вулканогенно-осадочного комплекса на юге Монголии. - "Геология и геофизика", 1974, № 10, с.32-43.

Анатольева А.И. Домезозойские бассейны красноцветной седиментации и некоторые черты их эволюции. - В кн.: *Докл. советских геологов к IX Седиментологическому конгрессу в Ницце*. М., "Нау-

ка", 1976, (в печати).

Анатольева А.И. Красноцветные осадочно-вулканогенные формации в истории Земли. - В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез и рудообразование. Владивосток, 1976, (в печати).

Анатольева А.И. Парагенетический формационный анализ и его роль в изучении проблемы эволюции геологических процессов. - В кн.: Геологические формации. Л., 1976, (в печати).

Анатольева А.И. Некоторые общие закономерности размещения докембрийских красноцветных вулканогенно-осадочных формаций и их роль в строении земной коры. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, 1976, (в печати).

Анатольева А.И. О границах формаций (на примере осадочных красноцветных формаций). - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Анатольева А.И. О генетических типах континентальных красноцветных отложений аридных зон. - В кн.: Континентальные отложения аридных зон. Доклады советских геологов на XXV сессии МГК. М., "Наука", 1976, (в печати).

Бгатов В.И., Казанский Ю.П., Қазаринов В.П. Влияние корообразования на литогенез. - В кн.: Тезисы докладов IX Всесоюзного литологического совещания. Киев, "Наукова думка", 1971, с.42-43.

Благовидов В.В. Континентальные соленосные формации Средней Азии. - В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые (тезисы докладов симпозиума). Киев, "Наукова думка", 1971, с.98-99.

Благовидов В.В. Континентальные соленосные формации Средней Азии. - В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, "Наукова думка", 1974, с.162-165.

Благовидов В.В. Некоторые особенности строения и условий образования неогеновой галогенной формации Нарынской впадины Тянь-Шаня. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Благовидов В.В., Жарков М.А., Мерзляков Г.А. Некоторые особенности строения и условий образования Морсовской соленосной толщи среднего девона Русской платформы. - В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с.6-17, (Тр.

ВНИИГ, вып.60).

Благовидов В.В., Климов М.А., Кузнецов В.Г. Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакпления и формирования залежей калийных солей. Тезисы докладов Всесоюзного солевого совещания, 3-5 июня 1974 г. Новосибирск, 1974, с.45-48.

Благовидов В.В., Климов М.А., Кузнецов В.Г. Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Проблемы соленакпления, т.1. Новосибирск, "Наука", 1976; (в печати).

Боголепов И.В., Гавшин В.М., Казанский Ю.П. Первая Всесоюзная школа по морской геологии. - "Геология и геофизика", 1974, № 12, с.133-134.

Бородаевская Э.В. Парагенезисы минералов в связи с аутигенными и терригенными глауконитами в ордовикских отложениях бассейна реки Подкаменная Тунгуска. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезис минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд-ние ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Воронин Ю.А., Акульшина Е.П., Марасулов А.Х. О построении обобщенной процедуры определения зрелости глинистой составляющей пород. - В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971, с.35-37, (Тр. СНИИГГИМС, вып.126).

Воронин Ю.А., Еганов Э.А., Фации и формации. Парагенезис. Отв. ред. В.А.Соловьёв. Новосибирск, "Наука", 1972, с.120.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Методологические вопросы создания автоматических систем управления в геологии. - В кн.: Методологические проблемы в геологии. - Киев, "Наукова думка", 1975, с.91-98.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Методологические вопросы применения математических методов и ЭВМ в геологии. Отв. ред. Э.Э.Фотиади. Новосибирск, "Наука", 1974, 86 с.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А. О генетическом и агенетическом направлении в геологии. ВИНТИ, 3934-72 Дел. Новосибирск, 1972, 24 с.

Воронин Ю.А., Еганова И.А., Еганов Э.А. Анализ концепции уровней организации в теоретической геологии. Препринт серии "Библиотека конференции применения математических методов и ЭВМ при решении типовых геологических задач". Ротапринт ВЦ СО АН СССР. Но-

Новосибирск, 1975, 21 с.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А., Еганова И.А. К проблеме упорядочения объектов в геологии. - В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, роталпринт ВЦ СО АН СССР, 1974, с.119-163.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А., Черемисина Е.Н. Использование моделирования на ЭВМ для эффективного направления детальных поисковых работ. - В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с.178-180.

Гелецян Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туроханского района. Отв. ред. Ю.П.Казанский. Новосибирск, "Наука", 1974, 168 с. (Тр. ИГиГ, вып.197).

Гелецян Г.Г., Казанский Ю.П. Рифейские вулканогенно-осадочные отложения Игарского района. - В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, Изд. Сахалинского комплексного института, 1974, с.109-110.

Генетические особенности, эволюция химического состава и изотопный возраст глауконита на границе кембрия с вендом (Алданский и Юдомо-Майский районы Сибирской платформы). - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд-е ИГиГ СО АН СССР, 1976, Авт.: Николаева И.В., Бородаевская З.В., Смелов С.Б., Сухаренко А.В. (В печати).

Гилинская Л.Г., Занин Ю.Н., Щербакова М.Я. Изоморфизм в апатитах континентальных фосфоритов по данным электронного парамагнитного резонанса и его геологическая интерпретация. - "Литология и полезные ископаемые", 1973, № 6, с. III-120

Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. Сборник статей. Отв. ред. А.Л.Яншин. М., "Наука", 1971, 200 с.

Глинистые минералы в древнейших осадочных толщах Игарского района и бассейна р.Оленек. - В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, "Наука", 1970, с.85-107. Авт.: Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М., Шишкин Б.Б.

Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Отв. ред. Е.П.Акульшина. Новосибирск, "Наука", 1975, (в печати), (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.223).

Глины и глинистые минералы Сибири. - В кн.: Труды У пленума Всесоюзной комиссии по исследованию и использованию глин. Ашхабад, 1971, с.26-44. Авт.: Акульшина Е.П., Гурова Т.И., Казанский Ю.П.,

Казаринов В.П., Пероззо Г.А., Сердюк Э.Я., Соколова М.Ф.

Григорьева Т.Н., Солотчина Э.Д., Занин Ю.Н. Взаимосвязь морфо-кристаллических особенностей крандаллита с его внутренней структурой. - "Записки Всесоюз. минералог. об-ва", 1975, ч.104, вып.4, с.502-505.

Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и её складчатого обрамления. Отв. ред. Ю.П.Казанский. Новосибирск, "Наука", 1975, 128 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.207).

Давыдов Ю.В., Казанский Ю.П., Катаева В.П. О влиянии организмов на состав морской воды. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоэкологические проблемы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.187-192.

Давыдов Ю.В., Королюк В.И., Ушакова А.И. О роли водорослей в образовании карбонатных пород (на примере рифея Восточной Сибири). - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л., -Таллин, Изд-во ВСЕГЕИ, 1973, с.19-20.

Донцова Е.И., Казанский Ю.П. О генезисе постседиментационных и кварцево-халцедоновых тел по данным изотопного состава кислорода. - В кн.: Тезисы У Всесоюзного симпозиума по геохимии стабильных изотопов. Ч.П. М., Изд. ГЕОЛИ, 1974, с.36-38.

Дымкин В.А. О двух генетических типах магнетитовых руд Лавреновского месторождения (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1972, с.68-70.

Дымкин В.А. Оолитоподобные образования в карбонатных толщах венда нижнего кембрия западной части Анабарского массива. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с.20-23.

Дымкин А.М., Сараев С.В. Железоруденение в породах гранулитовой фации метаморфизма. - В кн.: Проблема метаморфического рудообразования. Киев; "Наукова думка", 1974, с.27-28.

Еганов Э.А. О выделении объектов исследования в геологии. - В кн.: Пути познания Земли. М., "Наука", 1971, с.263-272.

Еганов Э.А. Типы фосфоритоносных формаций. - В кн.: Фосфоритоносные формации юга Сибири. Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1972, с.56-59.

Еганов Э.А. Псевдокластические фосфориты. - "Докл. АН СССР", 1972, т.203, № 3, с.681-684.

Еганов Э.А. Диагенез, катагенез, эпигенез. - "Геология и ге-

офизика", 1972, № 8, с.134-138.

Еганов Э.А. Кремневые горизонты фосфоритносности бассейна Каратау (Казахстан) - результат замещения. - "Доклады АН СССР", 1972, т.203, № 4, с.918-920.

Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Отв. ред. Ю.Н.Занин. Новосибирск, "Наука", 1974, 182 с.

Еганов Э.А., Желиговский А.В. К проблеме изучения процессов образования отдалённых вулканогенно-осадочных накоплений. - "Геология и геофизика", 1972, № 7, с.14-21.

Еганов Э.А., Ивановская А.В. К уточнению понятий о преобразованности горных пород. - В кн.: Методологические вопросы геологии. Киев, "Наукова думка", 1976, (в печати).

Еганов Э.А., Советов Ю.К. Взаимотношение тойдинской и каройской серий в северо-западной части Малого Каратау. - "Известия АН СССР, сер. геол.", 1974, № 8, с.142-147.

Еганов Э.А., Советов Ю.К., Страхов Г.В. Верхний докембрий Малого Каратау (Казахстан). - "Доклады АН СССР", 1975, т.221, № 2, с.413-416.

Жарков М.А. Эволюция соленакпления в геологической истории. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с.260-299.

Жарков М.А. О промежуточных бассейнах эпох соленакпления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений. - В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с.163-185.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. - В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. (Тезисы докладов симпозиума). Киев, "Наукова думка", 1971, с.10-11.

Жарков М.А. Закономерности пространственного размещения карбонатных отложений в регионах палеозойского соленакпления. - В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тезисы совещания. Л.-Таллин, Изд-во ВСЕГЕИ, 1973, с.25-26.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. Отв. ред. А.Л.Яншин. М., "Недра", 1974, 392 с.

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск, 1974, 54 с. (Автореферат докт. диссертации).

Жарков М.А. Закономерности пространственного и возрастного размещения палеозойских соленосных серий. - В кн.: Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакпления и формирования

залежей калийных солей. Тезисы докл. Всесоюзн. солевого совещания. Ротапринт ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1974, с.21-24.

Жарков М.А. История изучения кембрийских соленосных отложений и проведения поисковых работ на калийные соли. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.5-26.

Жарков М.А. Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Схема расчленения кембрийских отложений. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.26-44.

Жарков М.А. Стратиграфическое положение и возраст пачек ангарской свиты Канско-Тасеевской впадины. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.158-160.

Жарков М.А. Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Наманский горизонт. Средний кембрий. Верхний кембрий. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.165-192.

Жарков М.А. (Отв. ред.). Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакопления и формирования залежей калийных солей. Тезисы докладов Всесоюзного солевого совещания. Новосибирск, 1974, 54 с.

Жарков М.А. Нефтегазоносность эвапоритовых формаций. - В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тезисы докл. Всесоюзного семинара. М., Изд-во МГУ, 1975 (в печати).

Жарков М.А. Этапность, объем и площадь палеозойского соленакопления. - В кн.: Проблемы соленакопления, т.1. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Жарков М.А. (Отв. ред.). Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Жарков М.А., Британ И.В. Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Усольский горизонт. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.53-76.

Жарков М.А., Британ И.В. Сопоставление северных и южных разрезов ангарской свиты Канско-Тасеевской впадины. - В кн.: Геология

и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.152-158.

Жарков М.А., Кавицкий М.Л. Тектоника кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы, - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.278-308.

Жарков М.А., Маласаев И.А., Минко Г.М. Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Эльгянский и толбачанский горизонты. Урицкий и олёкминский горизонты. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.76-III.

Жарков М.А., Скрипин А.И. Верхнекембрийские отложения юга Сибирской платформы. Отв. ред. Ю.Н.Занин. Новосибирск, "Наука", 1971, 100 с.

Жарков М.А., Чечель Э.И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Часть I. Общая характеристика кембрийских отложений и карбонатная формация Ангаро-Ленского прогиба. Отв. ред. А.Л.Яншин. Новосибирск, "Наука", 1973, 238 с.

Жарков М.А., Чечель Э.И. Витимо-Чуйский стратиграфический участок. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.168-175.

Жарков М.А., Чечель Э.И., Цахновский М.А. Нижнепалеозойская соленосная формация. - В кн.: Соляная тектоника Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1973, с.31-62. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.65).

Жарков М.А., Яншин А.Л. Всесоюзное солевое совещание. - "Геология и геофизика", 1975, № 3, с.150-152.

Жарков М.А., Яншин А.Л. (Отв. редакторы). Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакопления СССР. М., "Наука", 1970, 288 с.

Жарков М.А., Яншин А.Л. (Отв. редакторы). Перспективы калиеносности Сибири. М., "Наука", 1972, 92 с.

Жаркова Т.М. Типы пород кембрийских отложений. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.122-235.

Жаркова Т.М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Отв. ред. Ю.Н.Занин. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Занин Ю.Н. Некоторые вопросы направления поисковых работ на фосфориты Сибири. - В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971, с.161-163 (Тр. СНИИГТИМСа, вып.108).

Занин Ю.Н. Фосфатоносные формации кор выветривания. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с.337-349.

Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Отв. ред. А.Л.Яншин. Новосибирск, "Наука", 1975, с.209.

Занин Ю.Н., Жирова Л.Т. К вопросу об условиях образования фосфатных брекчий Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. - "Доклады АН СССР", 1972, т.205, № 3, с.692-695.

Занин Ю.Н., Жирова Л.Т., Сердюкова П.А. Фосфаты зоны выветривания Ессейского массива (север Сибирской платформы). - "Геология и геофизика", 1972, № 3, с.111-114.

Занин Ю.Н., Козлова А.Г. Бор в фосфоритах. - "Геохимия", 1971, № II, с.1369-1371.

Занин Ю.Н., Матухина В.Г., Кренделев Ф.П. Карстовые фосфориты Енисейского кряжа. - "Геология и геофизика", 1973, № II, с.21-27.

Занин Ю.Н., Огиенко Л.В. Присяяно-Ангарский стратиграфический район. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.128-143.

Занин Ю.Н., Огиенко Л.В. Прибайкало-Витимский стратиграфический район. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.143-148.

Занин Ю.Н., Огиенко Л.В. Ленский стратиграфический район. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.148-157.

Занин Ю.Н., Огиенко Л.В. Сопоставление разрезов ордовика Иркутского субрегиона. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.158-168.

Занин Ю.Н., Поспелова Л.Н. Некоторые вопросы классификации и геохимии латеритных фосфатных кор выветривания. - В кн.: Кора выветривания. М., "Наука", 1974, вып.14, с.24-31.

Злосбин В.А., Советов Ю.К. Медь, золото и радиоактивные элементы в отложениях Тасеевской серии (везд) Енисейского кряжа. - "Геология и геофизика", 1975, № 8, с.147-152.

Ивановская А.В. Олигомиктовые кварцевые комплексы рифея западной окраины Сибирской платформы (особенности состава и латераль-

ные ряды. - В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Мат. комиссии при ОГГГ, 1973, с.28-32.

Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев П.В. Распределение микрофитофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири. - В кн.: Микрофоссилии СССР. Новосибирск, "Наука", 1974, с.99-102. (Тр. ИГиГ, вып.81).

Ивановская А.В., Тимофеев Б.В. Зависимость между соленостью и распределением фитопланктона. - "Геология и геофизика", 1971, №8 с.113-117.

Казанский Ю.П. О связи состава атмосферы с развитием жизни в докембрии и палеозое. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, "Наука", 1972, с.32-35.

Казанский Ю.П. Основные этапы морского карбонатакопления. - В кн.: Тезисы докладов семинара по карбонатным породам. М., Изд. ВСЕГЕИ, 1973, с.100-103.

Казанский Ю.П. Экспериментальные исследования по синтезу карбонатов из углекисло-хлоридных растворов и их использование в разработке теории доломитобразования. - В кн.: Тезисы докладов III совещания по физическим методам исследования осадочных пород. М., Изд. ГИН АН СССР, 1973, с.242-243.

Казанский Ю.П. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее. - В кн.: Тезисы X Всесоюзного литологического совещания. М., Изд. ВИЭМС, 1973, с.III-III2.

Казанский Ю.П. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Изд. Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР. М., 1973, с.39-41.

Казанский Ю.П. Выветривание и бокситообразование в позднем докембрии. - В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., "Наука", 1974, с.69-72.

Казанский Ю.П. О роли термальных вод в формировании осадочных кремнистых пород. - В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР. М., "Наука", 1974, с.20-21.

Казанский Ю.П. Морское карбонатакопление в истории Земли. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с.148-183.

Казанский Ю.П. Физико-химические особенности выветривания в докембрии. - В кн.: Металлогения докембрия. Л., Изд. ВСЕГЕИ,

1975, с.44-45.

Казанский Ю.П. Седиментология. Отв. ред. А.И.Анатольева. Новосибирск, "Наука", 1976 (в печати).

Казанский Ю.П. О влиянии выветривания на литогенез. - В кн.: Тр. IX Всесоюзного литологического совещания. Киев, "Наукова думка", 1975, (в печати).

Казанский Ю.П., Ивановская А.В. К методике определения континентальных отложений в позднем докембрии. - В кн.: Этюды по стра-тиграфии. М., "Наука", 1974, с.102-106.

Казанский Ю.П., Ивановская А.В., Соколова М.Ф. Глинистые ми-нералы в отложениях позднего докембрия Сибири. - "Доклады АН СССР", 1971, т.200, № 5, с.1199-1200.

Казанский Ю.П., Катаева В.Н., Мандрикова Н.Т. Результаты син-теза карбонатов из углекисло-хлоридных растворов. - "Геология и гео-физика", 1972, № 8, с.123-126.

Казанский Ю.П., Катаева В.Н., Шугурова Н.А. Об изменении сос-тава атмосферы в истории Земли. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ, 1973, с.5-12.

Казанский Ю.П., Катаева В.Н., Шугурова Н.А. Применение волю-мометрического метода в изучении реликтовых газов гидротермально-осадочных кремнистых пород. - В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд. Ду-шамбе, Изд. Института геологии Тадж. ССР, 1974, с.105-106.

Каменова М.Ю. Методики препарирования зёрен глауконита для изучения морфологии его кристаллитов. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Каплан М.Е., Николаева И.В. Минеральный состав и генезис си-ликатных микроконкреций мезозойских отложений севера Восточной Си-бири. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных по-род. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюд и аргиллитов для возрастного расчленения пород К-Аг методом. - "Геохимия", 1973, № II, с.1620-1626. Авт.: Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Соколова М.Ф.

Корнева Т.А., Николаева И.В. Термические исследования гла-уконита и зернистых аутигенных глауконитоподобных силикатов. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских

отложениях. М., "Наука", 1971, с.132-141.

Кривоуцкая Л.М., Григорьева Т.Н., Занин Ю.Н. Исследование микроискажений структуры апатитов различного генезиса методом рентгеновского анализа. - В кн.: Спектроскопия и рентгенография минерального сырья. Новосибирск, "Наука", 1975, с.63-68.

Кривоуцкая Л.М., Занин Ю.Н., Григорьева Т.Н. Оценка степени совершенства кристаллической структуры апатитов различного генезиса методом Фурье-анализа. - "Доклады АН СССР", 1976, т.226, №5, с. II62-II65.

Кристаллохимия и парагенезисы минералов осадочных пород. Сборник статей. Новосибирск, 1976, Изд. ИГиГ, 160 с. (в печати).

Кузнецова А.И., Королюк В.И. Некоторые данные о распределении кальция и магния в строматолитовых известняках джурской свиты. - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1972, с.16-18.

Литологическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских исследований. Новосибирск, 1975, с.36-82. Авт.: Авдеевский А.В., Акульшина Е.П., Березин А.Е., Ивановская А.В., Кириченко А.В., Лисин А.В., Писарева Г.М., Саванович П.Г., Сараев С.В., Ушакова А.И., Шибистов В.В., Яркаев К. Ш (в печати).

Литологические и палеонтологические критерии палеогеографических реконструкций рифея Сибирской платформы. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, "Наука", 1973, с.35-48. Авт.: Акульшина Е.П., Гелецян Г.Г., Ивановская А.В., Казанский Ю.П.

Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, с.19-59. Авт.: Акульшина Е.П., Владимиров А.И., Горовой Л.Я., Ивановская А.В., Кириченко Н.И., Кристин В.Н., Озёрский Ю.А., Писарева Г.М.

Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана. - "Литология и полезные ископаемые", 1973, № 4, с.15-27.

Мерзляков Г.А. К вопросу о строении и условиях образования пермской соленосной толщи Чу-Сарысуйской депрессии. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Материалы к конференции молодых

учёных и аспирантов. Новосибирск, 1971, с.18-20.

Мерзляков Г.А. Особенности пермского соленакопления в Чу-Сарьсуйской депрессии. - В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докладов симпозиума. Киев, "Наукова думка", 1971, с.141-142.

Мерзляков Г.А. Объёмы галогенных пород в пермских солёных формациях Евразии. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976 (в печати).

Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформ.- В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. Авт.: Николаева И.В., Бородаевская З.В., Сухаренко А.В., Голубова Г.А., Зеркалова М.И. М., "Наука", 1971, с.52-80.

Некоторые особенности строения солёных отложений кембрия юго-западной части Сибирской платформы.- В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.235-267. Авт.: Жарков М.А., Британ И.В., Благовидов В.В., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с.320-336.

Николаева И.В. Глауконит в палеогеографических построениях.- "Геология и геофизика", 1972, № 6, с.51-57.

Николаева И.В. Проблема гидрогенных слюд на основе статистического анализа минералов группы глауконита. - В кн.: Тезисы Всесоюзного совещания по глинам и глинистым минералам. Л., 1975, с.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Отв. ред. А.Л.Яншин. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Николаева И.В. Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования. - В кн.: Проблемы современной литологии. Докл. совещания литологов к IX седиментологическому конгрессу. Новосибирск, "Наука", 197 (в печати).

Николаева И.В., Бородаевская З.В., Голубова Г.А. Кристаллохимические особенности минералов группы глауконита в решении вопросов палеогеографии, геохронологии и эволюции осадконакопления. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.,

"Наука", 1975, с.69-73.

Николаева И.В., Евдокимов В.В., Черноусов С.И. О так называемых глауконитах знаменской свиты (Западно-Сибирская равнина). - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Николаева И.В., Карбышев В.В. Факторный анализ в диагностике генетических разновидностей глауконитов. - В кн.: Кристаллохимия и парагенез минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Николаева И.В., Ковалева Л.Г., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с.81-113.

Николаева И.В., Сенин Ю.М. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в осадках шельфа Западной Африки. - "Океанология", 1972, т.11, вып.3, с.449-456.

Николаева И.В., Сенин Ю.М. Аутигенные силикаты донных осадков экваториальной зоны шельфа Западной Африки. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов осадочных пород. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Николаева И.В., Сенин Ю.А., Голубова Г.А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадконакопления в шельфе Западной Африки. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с.7-51.

Николаева И.В., Симонова В.И., Бородаевская Э.В. Бор в ордовикских минералах группы глауконита. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с.124-131.

Николаева И.В., Симонова В.И., Сенин Ю.М. Распределение бора в современных аутигенных силикатах. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука". 1971, с.112-123.

Николаева И.В., Сухаренко А.В. Фтор и хлор в минералах группы глауконита. - "Доклады АН СССР", 1973, т.209, № 4, с.947-948.

Николаева И.В., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Формы вхождения и распределения  $Fe^{2+}$  в минералах группы глауконита по данным ЭПР и его значение для диагностики неизмененных и измененных разновидностей минералов. - В кн.: Кристаллохимия и парагенезы минералов

осадочных пород. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, (в печати).

Об органическом и глинистом веществе в силурийских породах предгорий Алайского хребта. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с.136-142. Авт.: Акульшина Е.П., Гонцов А.А., Москвин В.А., Писарева Г.М. (В печати).

Об условиях накопления осадков с граптолитами. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, с.85-94. Авт.: Акульшина Е.П., Москвин В.И., Обут А.М., Писарева Г.М.

Параев В.В. О природе окраски девонских красноцветных пород Тувы. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с.16-18.

Параев В.В. Литологические исследования осадочных пород Тувы. - В кн.: Геологическая изученность СССР, т.25, Тувинская АССР. Новосибирск, "Наука", 1975, с.15-19.

Параев В.В. Принципы выделения породных ассоциаций на примере девонских осадочно-вулканогенных отложений Тувинского прогиба. - В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1975, (в печати).

Параев В.В. Вещественный состав и строение девонских красноцветных осадочно-вулканогенных отложений Тувинского прогиба. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Рабиханукаева Е.С. Литология отложений ордовика и силура западной части Сибирской платформы. Отв. ред. Жарков М.А. Новосибирск, "Наука", 1971, 218 с.

Рабиханукаева Е.С. Терригенно-минералогические комплексы верхнедокембрийских отложений центральной части Русской плиты. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976 (в печати).

Рабиханукаева Е.С. Строение, состав и условия образования ордовикских и силурийских отложений Таймыра и северо-запада Сибирской платформы. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Рассеянное органическое и глинистое вещество сланцев рифен юго-восточной части Енисейского кряжа. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири.

Новосибирск, 1975, с.122-136. Авт.: Акульшина Е.П., Москвин В.И., Петров В.Г., Писарева Г.М. ( в печати).

Репина Л.Н., Жаркова Т.М. К вопросу об условиях обитания трилобитов в раннекембрийском бассейне Сибири. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск, "Наука", 1974, с.100-108.

Рифейские отложения Сибирской платформы и её складчатого обрамления. Отв. ред. Ю.П.Казанский. Новосибирск, "Наука", 1973. 164 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып.168). Авт.: Акульшина Е.П., Гелеция Г.Г., Давыдов Ю.В., Тимофеев Б.В.

Сараев С.В. Пироксены из пород и руд Байкальского железорудного месторождения. - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972, с.40-42.

Сараев С.В. Магнетитовые кварциты Байкальского железорудного месторождения. - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972, с.64-67.

Сараев С.В. Петрографическая характеристика и реконструкция первичного состава вмещающих пород архейских железистых кварцитов юго-западного Прибайкалья. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, (в печати).

Советов Ю.К. К стратиграфии вендско-кембрийских отложений на северо-востоке Енисейского кряжа. - В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Вып.3. Новосибирск, 1971, с.7-11.

Советов Ю.К. О некоторых особенностях строения вендско-кембрийской серии восточного склона Енисейского кряжа. - В кн.: Проблемы региональной геологии, петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Вып.3. Новосибирск, 1971, с.11-14.

Советов Ю.К. Петрографические ряды и горизонты в отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы. (О связи с проблемой нижней границы юдомского комплекса). - В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. (Материалы совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы). М., "Наука", 1975, с.180-191.

Советов Ю.К. Фитогенные онкоиды в верхнем докембрии Малого Каратау (Южный Казахстан). - "Доклады АН СССР", 1975, т.224, № 3,

Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати).

Советов Ю.К., Еганов Э.А. Позднедокембрийские несогласия в Малом Каратау (Казахстан). - "Доклады АН СССР",

Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдястых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. - В кн.: Глаукоцит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с.165-192. Авт.: Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М.

Сравнительное изучение K-Ar возраста глаукоцитов, гидрослюд и аргиллитов рифея Туруханского поднятия. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, в том числе новейших образований. М., "Наука", 1972, с.23-24. Авт.: Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Соколова М.В.

Столповская В.Н., Архипенко Д.К., Занин Ю.Н. Инфракрасные спектры природных карбонатсодержащих апатитов из фосфоритов формации коры выветривания. - В кн.: Спектроскопия и рентгенография минералов. Новосибирск, "Наука", 1975, с.36-44.

Столповская В.Н., Занин Ю.Н., Ивакина Э.Л. О карбонатитах в природных даллитах. - "Записки Всес. минералог. о-ва",

Стратиграфия кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Чарский горизонт. Канско-Тасеевская впадина. - В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.113-152. Авт.: Жарков М.А., Благовидов В.В., Маласаев И.А., Мерзляков Г.А., Минко Г.М.

Строение и корреляция красноцветных отложений рифея запада Русской платформы. - В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М., 1974, с.79-83. Авт.: Рабиханукаева Е.С., Бессонова В.Я., Кирсанова В.В., Тихомирова Н.Я.

Строение и условия формирования пермских соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакпления и формирования залежей калийных солей. Тезисы докл. Всесоюзного солевого совещания. Новосибирск, 1974, с.38-41. Авт.: Тихвинский И.Н., Сементовский Ю.В., Мерзляков Г.А., Сувейздис П.И.

Строение и условия формирования пермских соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Проблемы соленаккумуляции, т. II. Новосибирск, "Наука", 1976, (в печати). Авт.: Тихвинский И.Н., Мерзляков Г.А., Семеновский Ю.В., Сувейздис П.И.

Строение разреза, состав и условия накопления отложений юдомского комплекса на юго-востоке Енисейского крижа. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с.82-103. Авт.: Советов Ю.К., Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Писарева Г.М. ( в печати).

Тесаков Ю.И., Малич Н.С., Занин Ю.Н. Стратиграфическое районирование. - В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1975, с.17-20.

Условия осадконакопления и постседиментационные изменения венд-кембрийских отложений нижнего Приангарья. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, с.60-84. Авт.: Акульшина Е.П., Алабина А.А., Писарева Г.М., Покровский Е.В., Симонова В.И., Силарова Г.Ф.

Условия формирования кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, с.376-396. Авт.: Жарков М.А., Благовидов В.В., Мерзляков Г.А., Минко Г.М.

Ушакова А.И. Применение рентгеновского микроанализатора для изучения химического состава карбонатных пород. - В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд. М., ГЕОАИ, 1974, с.110-111.

Ушакова А.И. Состав и условия образования карбонатных пород среднего и верхнего рифея юго-востока Енисейского крижа. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с.12-19.

Ушакова А.И. Опыт изучения ультраструктур карбонатных пород докембрия Енисейского крижа с помощью сканирующего электронного микроскопа. - В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с.138-147.

Ушакова А.И., Писарева Г.М. Литолого-геохимические особенности пород погорьинской свиты бассейна реки прикишевской. - В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973, с.13-18.

Ушакова А.И., Пустельников А.М. Распределение стронция и бария в карбонатных породах рифея юго-востока Енисейского крижа. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск, 1975, с.173-176, (в печати).

Фотиади Э.Э., Воронин Ю.А., Боровиков А.М., Еганов Э.А., Шемьякин М.Л. АСУ - геология: переподготовка и подготовка геолого-геофизических научных - инженерно-технических кадров. - В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, ротاپринт ВЦ СО АН СССР, 1972, с.280-284.

Юбилейные даты. Академик Александр Леонидович Яншин (к 60-летию со дня рождения). - "Геология и геофизика", 1971, № 3, с. 156-157. Авт.: Боголепов К.А., Жарков М.А., Косыгин Ю.А. и др.

Яншин А.Л., Жарков М.А. (отв. редакторы). Геология и калие-носность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1974, 414 с.

Akulshina E.P. & Kazansky Yu.P. Precambrian and paleozoic clay minerals of Siberian Platform. - In.: Abstracts. 1972. International clay conference. Madrid, 1972. p.83-89.

Anatolyeva A.I. Pre-mezozoic red bed basins and some features of their evolution. - Resumes des publications IX Congres International de Sedimentologie. Nice, 1975, p.1.

Anatolyeva A.I. Pre-mesozoic basins of red bed sedimentation and some features of their evolution. Theme I. Indicateurs sedimentologiques. IX Congres International de Sedimentologie. Nice, 1975.

Kazansky Yu.P. Paleoclimatic significance of marine dolomites. Resumes des Publications. IX Congres International de sedimentologie, Nice, 1975, p.11.

Kazansky Yu.P. Paleoclimatic significance of marine dolomites. - In.: Indicateurs sedimentologiques. Vol.I. IX Congress International de Sedimentologie, Nice, 1975, p.

Kazansky Yu.P., Kataeva W.N., Mandrikova N.T. Synthesis of carbonates from carbonic-acidochloride solution and its geological interpretation. Abstracts of reports of VIII International Sedimentological Congress, Heidelberg, 1971, p.48-49.

Zharkov M.A. Some peculiarities in the paleogeography and sedimentation of paleozoic salt basins of the world. - In.: Program with Abstracts VIII Intern. Sedimentol. Congress, 1971, Heidelberg, p.112-113.

Zharkov M.A. Peculiarities of Spatial Distribution of Paleozoic Salt series in Relation with the Problems of New Global Tectonica. - In.: Resumes des Publications IX Congres International de Sedimentologie, Nice, 1975, p.24.

Zharkov M.A. Peculiarities of Spatial Distribution of Paleozoic Salt Series in Relation with the Problems of New Global Tectonica. - In.: Indicateurs sedimentologiques. IX Congres International de Sedimentologie, vol.I, Nice, 1975.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	3
М.А.Жарков. Эволюция палеозойского соленакопления . . . . .	5
Т.М.Жаркова. Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии . . . . .	20
Г.А.Мерзляков. Пермское соленакопление в Евразии. . . . .	31
В.В.Благовидов. Особенности неогенового соленакопления на территории СССР . . . . .	38
А.И.Анатольева. Эволюция домезозойских красноцветных формаций . . . . .	44
Е.С.Бузулуцкова. Вещественный состав красноцветных отложений верхнего докембрия Русской платформы и кембрия Сибирской платформы . . . . .	55
В.В.Параев. Особенности строения и состава девонских красноцветных осадочно-вулканогенных формаций Тувинского прогиба . . . . .	58
Э.А.Еганов, Ю.К.Советов. Домезозойские геосинклинальные фосфоритоносные формации . . . . .	61
Ю.Н.Занин. Закономерности формирования фосфатоносных кор выветривания . . . . .	78
И.В.Николаева. Минералогия и генезис глауконита . . . . .	94
Е.П.Акульшина. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя . . . . .	109
Ю.П.Казанский. Особенности эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли. . . . .	116
Литература . . . . .	131

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 18.VI.1976г. МН 02833  
 Бумага 60x84/16. Печ.л. 9,5 Уч.-изд.л. 9,0  
 Тираж 550. Заказ 170. Цена 60 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
 Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 60 коп

2044