

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**МИНЕРАЛЫ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
И МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

Тезисы докладов к VI съезду  
Всесоюзного минералогического общества



«НАУКА»

Ленинградское отделение

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

МИНЕРАЛЫ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
И МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Тезисы докладов к VI съезду  
Всесоюзного минералогического общества  
26—29 января 1982 г.



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1981



3706

Настоящее издание подготовлено к печати Всесоюзным  
минералогическим обществом

Ответственные редакторы:

проф. Б.В.Доливо-Добровольский,

проф. Ю.Б.Марин



Всесоюзное минералогическое общество, 1981 г.

МИНЕРАЛЫ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

"Изучение строения, состава и эволюции Земли ..." определено в Решениях XXVI съезда КПСС как одна из важнейших научных и практических проблем геологии на современном этапе.

Геология — наука историческая. Именно принцип историзма позволяет в геологических науках перейти от частного знания к всеобщему — законам и закономерностям.

Прошлый съезд нашего Общества был посвящен фундаментальной роли минералогии в геологических науках. Действительно, только всестороннее изучение минералов, горных пород, руд и других минеральных образований — каменных документов геологической истории лежит в основе наших знаний об истории Земли, является фундаментом научного подхода к дальнейшему расширению и укреплению минерально-сырьевой базы.

В познании геологической истории Земли мы видим две стороны: принципиально сходное единое развитие ведущих геологических процессов в земной коре от наиболее древних этапов до современных и, наряду с этим, закономерные отличия минеральных образований в ходе геологической истории.

Прогресс наук о земном веществе, заметно ускорившийся в эпоху научно-технической революции, может дать приращение геологического знания только при историческом анализе новых фактов. Поэтому перед съездом стоят задачи обсуждения современного состояния этой научной проблемы, уточнения вопросов методики исследования эволюции процессов минералообразования, выявления общих и частных закономерностей развития литосферы для минералогических тел разных уровней, определения направления дальнейших исследований.

Наиболее актуальны следующие научные вопросы:

1) Общие проблемы эволюции минералообразования в истории геологического развития литосферы, 2) Критерии последовательности процессов минералообразования во времени, 3) Особенности процессов формирования горных пород и руд в различные геологические эпохи, 4) Значение анализа эволюции минералообразования для геологической практики.

Президент ВМО академик А.Б.Сидоренко

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ  
В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Д.В.РУНДКВИСТ (Ленинград). ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ.

Изучение состава внутреннего строения и последовательности формирования во времени минералов, пород и руд, формаций, комплексов, блоков литосферы, т.е. всех структурно-вещественных образований Земли различных "уровней организаций" (В.И.Драгунов, 1965; Б.М.Кедров, 1965; Ю.А.Косыгин, 1967), позволяет выявить ряд общих закономерностей развития неживой природы.

1. Так же как и в живой природе, изучение "косных естественных тел" (В.И.Вернадский, 1977), времени их образования, развития, исчезновения (метаморфизм, эрозия) выявляет отчетливую необратимую эволюцию – возникновение в ходе истории все большей дифференциации вещества, все большей специализации возникающих горных пород, руд, формаций, блоков литосферы, усложнением систем минералообразования.

2. Эволюция литосферы неразрывно связана с эволюцией гидросферы, атмосферы, биосферы, физических полей – теплового, гравитационного, электромагнитного, – и вместе с тем происходит на фоне сохраняющейся симметрии Земли (И.И.Шафрановский, 1968).

3. В литосфере, так же как и в биосфере процессы эволюции наиболее активно проявляются вблизи поверхности геоида – области наиболее активного взаимодействия экзо- и эндогенных факторов, резкой смены температур, окислительно-восстановительных условий, максимальной ритмичности вплоть до сезонной и суточной. По мере удаления вглубь уменьшается разнообразие минеральных образований, замедляется темп эволюции, проявляются лишь наиболее крупные "возмущения" на фоне общей направленной эволюции.

4. При анализе сходных минеральных образований различных по времени формирования намечается та же закономерность, что и в

живой природе – всё большее ускорение процессов во времени. Наиболее чётко это проявляется при изучении крупных структур литосферы – складчатых поясов, и, как следствие, распространяется на все слагающие их образования – комплексы, формации, породы, минералы.

5. Характернейшей чертой развития всех геологических процессов является их многократная повторяемость, пульсационность, позволяющая выделять ритмы кристаллизации минералов, пород, руд, формаций, комплексов. Как подчеркивалось уже ранее А.Н.Заварицким, Дж.Ноблом, Г.Шнейдерхоном, А.Д.Щегловым и др., последовательность развития минеральных образований в ритмах различных порядков (минералов, пород, формаций) оказывается в общем случае подобной. Эту особенность развития, сопоставимую по смыслу с основным биогенетическим законом ("онтогенез есть краткое повторение филогенеза"), было предложено называть основным геогенетическим законом. На рис.1а дано графическое изображение этого закона развития геологических процессов.

6. При анализе последовательно проявляющихся ритмов одного порядка как в ходе формирования кристаллов, так и всех более крупных образований – толщ, свит, интрузивных массивов, структурно-формационных зон и т.д., устанавливается следующее:

Каждый последующий ритм при подобии с предыдущим в общем случае отличается редуцированным развитием ранних продуктов эволюции и всё более полным – конечных при резких противоположных по направлению изменениях между ритмами (рис.1а).

Динамика развития геологических процессов во времени выражается при этом релаксационной кривой (рис.1б).

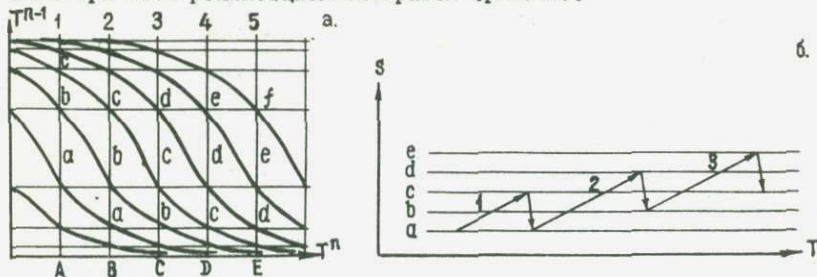


Рис.1. Два основных типа графиков, иллюстрирующих закономерности эволюции: а – время  $T^n$  – время ( $T^{n-1}$ ); б – время – характеристика ( $T - s$ ). а, в, с, ..., А, В, С... последовательно возникающие минеральные образования различных уровней организации. 1, 2, 3, ... ритмы (этапы, стадии и др.).

Периодичность проявления в ходе геологических процессов, рядов, формаций, пород, минералов дополняется аналогичной по смыслу периодичностью проявления свойств химических элементов, определенной законом Д.И.Менделеева (от металлов до неметаллов в каждом периоде). Все это намечает общность развития природы от периода нуклеосинтеза элементов до создания наиболее высокоорганизованных современных образований.

7. В становлении и развитии Земли как планеты можно наметить следующие крупнейшие последовательно начинающие свое развитие периоды эволюции:

I. Филогенез (образование видов) химических элементов (период нуклеосинтеза элементов 20-10 млрд. лет назад).

II. Филогенез молекул, минералов (от 10-5 млрд. лет назад).

III. Филогенез пород, формаций (от 5 млрд. лет назад).

IV. Филогенез биоса (от 3 млрд. лет назад).

Из сказанного вытекают некоторые методические следствия:

а. Следует различать два аспекта изучения эволюции: 1) анализ рядов минеральных образований, определяющих направленность геологических процессов с определением "главной последовательности", "прямых" и "обратных" ритмов, прогрессивной и регрессивной эволюции; 2) происхождение видов минеральных образований, т.е. проблемы их онтогенеза и филогенеза (Д.П.Григорьев, 1956; Д.В.Рундквист, 1967). Соотношение онтогенез-филогенез для геологических образований различных уровней отражено в таблице:

Геологические образования	Эволюция в истории развития:					
	З	Б	К	Ф	П	М
Земля (З)	0					
Блоки л. (Б)	4	γ				
Комплексы (К)		х	0			
Формации (Ф)		х	х	ε		
Породы (П)		х	х	х	ε	
Минералы (М)		х	х	х	х	ε

б) Необходимость анализа каждого процесса, геологического тела как элемента общей системы эволюции Земли с рассмотрением "относительного" (по отношению ко всем более крупным явлениям) и "абсолютного" времени развития (в общей истории Земли).

в. Использование "принципа соизмеримости", в соответствии с которым для каждого структурно-вещественного образования

должны выделяться соизмеримые пространственные (тектонические, структурные) и временные (хронологические, стратиграфические, периодические) категории.

**С.Т. БАДАЛОВ (Узбекистанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ КАК СЛЕДСТВИЕ НАПРАВЛЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЭЛЕМЕНТОВ**

Геохимические свойства каждого химического элемента, начиная от возникновения его первоначального изотопа- протоизотопа и до настоящего времени постепенно (иногда скачкообразно) изменяются. Изменчивость геохимических свойств у элементов зависит от конкретных физико-химических систем, располагающих этими свойствами, т.к. в принципе любому химическому элементу, как частице материи, не чужды все свойства, присущие материи в целом. Изменчивость процессов минералообразования следует рассматривать в пределах единых рудообразующих систем, ограниченных определенными объемами пород (блоки), в которых с течением времени (иногда миллиарды лет) изменяются физико-химические параметры, приводящие к изменению форм нахождения элементов. Эволюцию процессов минералообразования следует рассматривать только в масштабах крупных регионов или земной коры в целом, в которых в каждый цикл рудообразования (или образований локальных концентраций отдельных элементов или их парагенных комплексов) возникают наиболее устойчивые и равновесные ей минеральные парагенезисы.

Эволюция минералообразования во времени (от наиболее древних к более молодым в пределах единых систем) сопоставима в минералого-геохимическом отношении с общеизвестной вертикальной зональностью отложения элементов в условиях отдельных рудообразующих зон или поясов. Аналогия заключается в близости по составу и формам нахождения элементов более древних по возрасту месторождений с наиболее глубинными условиями образования отдельных локальных концентраций почти независимо от их возраста. В общем случае схема эволюции геохимических свойств элементов от наиболее ранних к более



поздним или от корневых частей рудообразующих зон к поверхностным представляется в следующем виде – сидерофильные свойства сменяются литофильными, затем халькофильными, биофильными (самородными). В некоторых случаях образуются концентрации элементов с галогенидными свойствами. Через гидрофильные свойства проходят все элементы, образуя концентрации из растворов как в эндогенных, так и экзогенных условиях. Завершающим свойством элементов является их атиофильность, через которую элементы образуют свои локальные концентрации. Эта смена геохимических свойств относится как к каждому отдельному химическому элементу (особенно главнейшим рудообразующим и редким), так и к естественному сочетанию парагенных элементов, образующих совместно комплексные концентрации (в частном случае промышленные месторождения). Изменение геохимических свойств элементов со временем или от глубинных частей Земли к ее поверхности наглядно проявляется у многих элементов для состояния рассеяния (кларки), хотя оно не менее характерно для части из них и для состояний их концентраций. Так, например, золото изменяет свои свойства от сидерофильных, через халькофильные, а в условиях приповерхностных зон переходит в самородное состояние (нейтральное свойство) и обладает биофильностью. За время возникновения и развития оболочек Земли (геосфер) каждый химический элемент многократно претерпевал существенные изменения своих геохимических свойств, что и отразилось в современном их распределении. Локальные концентрации элементов и их комплексов являются лишь частными случаями этих перераспределений, но в конкретных природных системах, приводящих к соответствующим формам их нахождения.

А.А.ВАЛЬТЕР (Украинское МО). ПРОБЛЕМЫ ВРЕМЕНИ В МИНЕРАЛО- И ПЕТРОГЕНЕЗЕ ИМПАКТНОГО ПРОЦЕССА.

Кратерообразование на земной поверхности под действием падений гигантских метеоритов приводит к протеканию весьма контрастных по скорости процессов. Наблюдение над породами и минералами астроблем позволяет выделить основные временные классы этих процессов .

1. Эволюционные долговременные процессы ( $10^6$ - $10^9$  лет) де-

нудация и захоронение кратеров. Плотность сохранившихся кратеров может быть использована для сравнительной датировки поверхностей, для оценки активности эндогенных процессов. Эффективная скорость эрозии кратеров может быть определена по возрасту импактитов и величине среза астроблем, оцениваемой по соотношению мощностей импактных пород и кратерных осадков.

2. Эволюционные процессы средней длительности ( $10^3$ – $10^4$  лет) – изменение и новообразование минералов под действием теплового поля импактных расплавов и брекчий. Среди этих изменений можно выделить термальный метаморфизм минералов и отжиг диаплектовых минералов, хорошо различимый в породах цоколя кратеров, раскристаллизацию диаплектовых стекол в импактитах и зювитах, новообразование кальцита, флюорита, пирита, цеолитов, гидрослюда в зювитах и стекловатых импактитах.

3. Импульсные скоростные процессы (секунды – минуты). К ним относятся изменения минералов в результате импульсного нагрева при ударном сжатии и импульсного охлаждения при снятии давления и в результате контакта с холодными обломками. Эти изменения зафиксированы в образовании неассимилированных стекол плавления минералов в импактитах и зювитах.

4. Импульсные сверхскоростные процессы ( $10^{-3}$ – $10$  с) – процессы изменения минералов в ударной волне и в волне разгрузки.

Продолжительность действия давлений, близких к максимальным, оценена по экспериментальным и теоретическим данным в  $10^{-3}$ – $1$  с для кратеров разных размеров. В этот период образуются планарные элементы, кристаллизуется стшовит. Продолжительность действия высоких давлений (более десятков килобар – волна разгрузки) составляет  $1$ – $10$  с, в этот период происходит образование ударного кливажа, неориентированных трещин, кристаллизуется коэсит.

Метаморфизм и новообразование минералов рассмотрены на примерах кратеров Украинского щита.

## Д.П.ГРИГОРЬЕВ (Ленинград). СРАВНИТЕЛЬНО-ИСТОРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

1. При значении знаний о генезисе минералов и минеральных месторождений как руководства при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых генетические представления бывают противоречивыми из-за методических недостатков анализа процессов.

2. Объективные знания о генезисе возможно получить на основе двух принципов: принципа детерминизма, т.е. обусловленности результатов породившими их процессами, и принципа инерционности природы, почему может сохраняться информация о былых процессах.

3. Поскольку минералы реально есть тела — кристаллы и зерна и они составляют тела друз, конкреций, жил, пластов, батолитов и др., генезис любого из минеральных тел начинается с зарождения тела, переходит в стадию разрастания тела и сопровождается или затем дополняется различными явлениями физического и химического изменения данного тела.

4. Установление генезиса минеральных тел возможно путем обнаружения процессов, зафиксированных в каменной форме в разные моменты их развития, определения последовательности по времени обнаруженных генетических "записей" и восстановления таким образом хода процессов на основании сравнительно-исторического анализа. Таким образом познание генезиса в каменном, то-есть телесном воплощении завершается установлением всех качеств минералов, включая технические типы и свойства руд.

## А.И.ГИНЗБУРГ (Московское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ХОДЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ.

1. Эволюция редкометальной минерализации на протяжении всей истории становления земной коры обусловлена ходом развития магматизма, с которым связано оруденение, различной глубиной

Формирования минерализации и условиями ее сохранения на протяжении всей последующей геологической истории, а также появлением на определенных этапах особых осадочных формаций, благоприятствующих концентрации редких элементов.

2. Не существует особых "редкометалльных" эпох в развитии земной коры. Эволюция редкометалльной минерализации проявляется в том, что различные генетические типы месторождений редких элементов образуются, начиная с определенных этапов развития Земли и их относительная роль во времени меняется.

3. Наиболее древними редкометалльными месторождениями являются пегматиты, образующиеся начиная с нуклеарной стадии развития Земли. Они возникают с момента появления протоплатформ и первых подвижных зон – протогеосинклиналей (3,0– 2,8 млрд. лет). В связи с одновременным становлением протогеосинклиналей в различных регионах и последующей их активизацией пегматиты продолжают образовываться на протяжении всего протерозоя. В фанерозое они приурочены к складчатым областям; самые молодые пегматитовые поля имеют возраст 20 млн. лет.

4. Начиная с кратонной стадии развития Земли (2,0–1,5 млрд. лет) с раздромами на уже жестких плитах связано появление щелочного магматизма и щелочного метасоматоза. С этого времени возникают кварцполевошпатовые метасоматиты и карбонатиты с редкометалльным оруденением.

5. На протяжении всей континентальной стадии (начиная с 1,5 млрд. лет) образуются различные типы редкометалльных месторождений, связанные с широким развитием корового гранитного магматизма в пределах складчатых поясов (пегматиты, скарны, редкометалльные граниты, грейзены, гидротермальные кварцево-жильные и штокверковые образования) и более глубинного по своему источнику субщелочного и щелочного магматизма, связанного с тектономагматической активизацией жестких плит (карбонатиты, массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов и др.) и областей консолидированной складчатости (щелочные и субщелочные граниты с редкометалльной минерализацией и связанные с ними гидротермальные образования). Проявляется характерная тенденция – чем моложе тела, тем глубина формирования месторождений меньше.

6. Начиная со среднего палеозоя возникают специфические биогенные месторождения, а с мезозоя и кайнозоя прибрежноморские и аллювиальные россыпи различных типов, близповерхностные образования, связанные с молодым вулканизмом.

Месторождения одного генетического типа, возникающие в различные геологические эпохи, весьма близки по своему минеральному составу и различаются в основном по своим масштабам и интенсивности проявления редкометальной минерализации.

#### А.Г. ЖАБИН (Московское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРЫ.

1. Первые кристаллы минералов "метеоритной ассоциации" появились в протосолнечном газо-пылевом облаке около 13 млрд. лет тому назад (Э.В. Соболевич). Конденсация твердых фаз происходила в определенном порядке, обратном температурам плавления (Дж. Лаример, Л. Гроссман, Г.В. Войткевич).

2. С момента консолидации Земли как планеты действуют с переменной скоростью и (или) ускорением общепланетарные тенденции: наращивание списка минеральных видов от одной геологической эпохи к последующей, увеличение числа минеральных формаций, усложнение их структуры в отношении числа видов и их конституционной сложности, эволюция кристаллохимическая и органохимическая (О.Ю. Шмидт, Д.В. Рундквист, А.Б. Ронов, Н.Л. Смирнов, А.К. Лаврухина, Г.Г. Кочемасов, Ю.А. Жданов, А.В. Сидоренко).

3. Необходимо различать: а) обычно повторяющиеся эпохи интенсивного массоотложения конкретных минералов и б) этапы видообразования. Идее эволюции видообразования противостоит идея об "одновременном" возникновении всей ныне существующей на Земле совокупности минеральных видов (В.И. Вернадский).

4. Историко-эволюционная минералогия — аспект генетической минералогии (Юшкин, Жабин, 1978). Она исследует сущность эволюционных тенденций, т.е. взаимосвязь онтогенеза и филогенеза: естественную историю индивидов и видов минералов.

5. Содержание понятий онтогенеза и филогенеза на разных уровнях организации отличается. Например, на уровне атомов, молекул (кристаллохимия и геохимия): онтогенез — жизнь атомов в онтогеническом цикле конкретного минерального индивида, филогене-

нез - формы существования конкретных видов атомов (элементов), молекул (кристаллы, газ, жидкость) и циклических превращений за период существования космического тела типа планеты, астероида; на уровне минерального индивида (минералогия): онтогенез - зарождение, рост, изменения, уничтожение конкретного минерального индивида, филогенез - возникновение, эволюция и возможное уничтожение всей совокупности минеральных индивидов одного вида за период существования космического тела.

6. Можно выделить три этапа земного видообразования:

а) метеоритный (40-50 видов), б) базальтовый (60-70 видов), в) коровой (на первой стадии (250-300 видов). Вероятно существование видов панхронных (непрерывно генерируемых изначально), возможно наличие монокронных (возникших лишь однажды) и полихронных (неоднократно генерировавшихся) видов на фоне геологической истории литосферы.

7. Эволюция видообразования на планете интегральна и может быть показана лишь статистически=вероятностными данными. В этом контексте понятна роль топоминералогических исследований. Безусловно, реально действует геологический аналог биогенетического закона: онтогенез есть схематичное и краткое повторение филогенеза (Д.В.Рундквист).

8. Обнаружена эволюция эволюции видообразования акцессорных минералов на примере одноименных гранитоидных формаций разного возраста (Ю.Б.Марин).

9. Стадиальный (онтогенетический - Д.П.Григорьев) анализ минеральных объектов разных уровней организации является основным инструментом обнаружения эволюционных тенденций минералообразующих процессов как самоорганизующихся кибернетических систем. Стадиальный анализ (сингенез → диагенез → метаморфизм → уничтожение) позволяет сравнивать наиболее существенные характеристики развития объектов одного сорта, но возникших в разное время. (А.Г.Жабин "Сингенез и метаморфизм карбонатитов", М., 1971; Д.П.Григорьев, А.Г.Жабин "Онтогенез минералов. Индивиды", М., 1975; А.Г.Жабин "Онтогенез минералов. Агрегаты", М., 1979).

Ю.П.КАЗАНСКИЙ (Западно-Сибирское отделение). ОБ ЭВОЛЮЦИИ МОРСКОГО КАРБОНАТОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА.

Выявление эволюции карбонатной седиментации в морях и океанах прошлого основывается на представлениях о преимущественном автохтонном накоплении карбонатных осадков. Развитие карбонатной системы в морском растворе определяется физико-химическими параметрами среды седиментации: температурой, составом солей и газов, растворенных в морской воде, pH и Eh и т.д. Эта обстановка корректируется биохимическими процессами и гидродинамикой среды. В итоге для современных условий наблюдается четкое распределение карбонатных минералов (кальцит, магнезиальный кальцит, арагонит, доломит и др.) в зависимости от широтной климатической зональности и глубины бассейна. Компонентами-индикаторами этих условий являются органические, биокластические и химические седиментационные продукты, а также диагенетически преобразованный материал. Кроме количественного распределения карбонатных продуктов значение имеют: 1) микриты и доломиты (шельфовая зона субтропиков и тропиков) и 2) остатки герматинных кораллов и водорослей халимеда (тропики).

Реконструкция древних обстановок морского карбонатакопления основана на анализе количественно-фациального распределения минеральных индивидов, развития органического мира, этапности, а также изменения физико-химических параметров морской среды. Выделяются четыре основных уровня их перестройки: 1) ранний протерозой, 2) венд, 3) ордовик и 4) пермь, разделяющий пять этапов развития карбонатной седиментации. Для каждого из этапов выделяются характерные ассоциации карбонатного вещества, различающиеся по составу, структурным и фациальным особенностям.

Э.А.ЛАЗАРЕНКО (Украинское МО). НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ.

С нижнего протерозоя тектоно-магматическое развитие подвижных областей происходило циклично. На ранней стадии каждого цикла происходило растяжение литосферы, сопровождавшееся пони-

жением давления в верхней мантии, что приводило к увеличению объема выплавленной магмы в астеносфере. Результатом явился основной магматизм. На средней стадии наступало сжатие, сопровождавшееся складчатостью с увеличением давления в мантии, что привело к кристаллизации в верхней части астеносферы, т.е. наращиванию мощности литосферы. При этом выделялись флюиды, несущие силиций и калий, приведшие к гранитизации коры. Метасоматический процесс протекал при температуре 300–1000°С. На поздней орогенной стадии дальнейшее сжатие привело к диапире астеносферы. Над её ядерной частью образовались внутрикоровые липаритовые магматические очаги, а радиальное растекание литосферы привело к возникновению зон Бенъофа и андезитовому вулканизму. Мощность гранитизации обуславливает стабильность платформы – она прямо пропорциональна увеличению мощности литосферы за счет кристаллизации астеносферы. Наиболее мощно гранитизация проявилась в нижнем протерозое и имела площадной характер, а позже приобрела линейный соответственно конфигурации подвижных зон. Стабильность платформ определяется положением подошвы литосферного слоя, находящегося ниже верхнего слоя астеносферы, генерирующего тектонические движения.

Пропорционально интенсивности гранитизации происходит вынос гранитофобных элементов, в первую очередь магния и железа, и накопление их в бассейнах седиментации в виде железо-кремнистых формаций типа Кривого Рога-Верхнего озера. Последовательность накопления вещества в осадках соответствует последовательности выноса компонентов при гранитизации: в начале выносятся и соответственно накапливаются в осадках магний, а затем железо. Эта последовательность сохраняется для всех железорудных бассейнов этого типа. Наиболее интенсивно гранитизация проявилась в нижнем протерозое, когда и были созданы мощные литосферные плиты древних платформ и соответственно наиболее мощные железорудные бассейны.

В последующих циклах тектоно-магматического развития в подвижных областях происходило последовательное уменьшение активности магматических процессов, наращивания гранитного слоя коры, роста мощности литосферы и соответственно мощности железо-кремнистых формаций.



В.Г.ЛАЗАРЕНКОВ(Ленинград). ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ.

Вопрос о эволюции щелочных пород во времени рассматривался в ряде работ, по данным которых важнейшие периоды щелочного магматизма в геологической истории литосферы совпадали с периодами главнейших орогенных режимов (Е.Л.Бутакова, Л.С.Бородин). Выделение этих периодов основывалось на подсчете числа щелочных массивов, приходящихся на данный отрезок геологического времени. Весьма информативным показателем щелочной магматической активности литосферы является также количественная оценка площадей выходов и объемов щелочных пород, сформировавшихся в определенный геологический период (В.Г.Лазаренков).

На современном уровне наших знаний рождение щелочных пород следует отнести к раннему протерозою - к балтийской (эбурнейской, родезийской) эпохам тектоно-магматической активности, к рубежу  $2100 \pm 200$  млн. лет, к эпохе "калиевого взрыва". В группе формаций щелочных гранитов одними из самых древних, скорее всего, являются щелочные граниты Западной Африки - батолитов Бадон-Какадиан и Сарайя в Сенегале (2,2 млрд.лет) и ряда других мест, а в нашей стране - щелочные граниты кейвского комплекса (1,9 млрд. лет). Среди формаций щелочных и нефелиновых сиенитов самыми ранними, по-видимому, являются нефелиновые сиениты массива Гасси ель форга из Мавритании (2,0 млрд. лет), а в нашей стране - породы Октябрьского массива (1,9 млрд. лет) на Украине. К числу наиболее древних агпайтовых нефелиновых сиенитов, скорее всего, принадлежат породы массива Норра-Керр в Швеции (1,6 млрд. лет). В группе формаций щелочноультраосновных и щелочноосновных одними из самых ранних, по-видимому, являются ийолиты и мельтегиты массива Гремяха-Вирмес (1,9 млрд.лет).

Щелочной магматизм крупного масштаба в истории литосферы открывается щелочными гранитами кейвского комплекса с возрастом 1,9 млрд. лет (ранний протерозой). За щелочными гранитами следует нефелиновые сиениты, в том числе агпайтовые, гардарского, трансваальского и колдуэльского комплексов с возрастом 1,3 - 1,1 млрд. лет (средний рифей). За нефелиновыми сиенитами следует щелочноультраосновные породы с карбонатитами томторского комплекса (венд-кембрий). По химизму все перечисленные комплексы

принадлежат к формациям натриевого ряда. Щелочной магматизм крупного масштаба с существенно калиевой специализацией проявился лишь в девоне в виде щелочных и псевдолейцитовых сиенитов сыниврского комплекса.

По объему щелочных пород протерозойская эра (длительностью около 2 млрд. лет) была продуктивней, чем архейская (продолжительность тоже порядка 2 млрд. лет), поскольку на сегодняшний день мы не знаем щелочных пород архейского возраста. Главная же масса всех известных щелочных пород имеет фанерозойский возраст (длительность фанерозоя около 0,6 млрд. лет), другими словами, щелочной магматизм фанерозоя был самым мощным. Следовательно, мощность щелочного магматизма в истории литосферы явно нарастает от древних геологических эпох к молодым. Аналогичная тенденция, как будто, имеет место и внутри самого фанерозоя.

#### В.И. ЛАЗУРЕНКО (Украинское МО). ВЛИЯНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ДОКЕМБРИЯ НА ПРОЦЕСС НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ОСАДКОВ.

Изучение остатков микроорганизмов и следов их жизнедеятельности, выполненное с помощью световой и электронной микроскопии, заставляет считать, что в образовании железных руд докембрия активное участие принимали железобактерии. Самые древние находки имеют возраст 3,1 млрд. лет. Существует прямая связь между содержанием окислов железа и числом бактерий, а также между степенью оруденения и содержанием  $S_{орг}$  в породе. Количество ископаемых железобактерий в некоторых образцах позволяет рассматривать их породообразующими организмами.

Обращает внимание морфологическое однообразие ископаемых форм в породах древнее 3 млрд. лет. В интервале 2,5–3,0 млрд. лет форма железобактерий усложняется и разрешает предположить среди них наличие трех групп: А – истинных бактерий и микоплазм; Б – синезеленых водорослей; В – промежуточных между бактериями, синезелеными водорослями, актиномицетами и грибами форм. Известно, что к этому интервалу приурочены и основные запасы железных руд мира. Но, по-прежнему, главное участие в накоплении железа принимают бактерии и микоплазмы.

В породах моложе 2,5 млрд. лет отмечается постепенное пре-

обладание синезеленых водорослей, причем оруденелый чехол у них исчезает.

Таким образом, наиболее древние следы на Земле нам оставили микроорганизмы, биогеохимической функцией которых было окисление железа. Эволюция органического мира приводила к сужению экологической ниши железобактерий и уменьшению количества железа, поступающего в дрейвный водоем. С появлением же в раннем палеозое наземной растительности, процесс накопления железа, аналогичный по масштабам докембрийскому, становится неповторим.

## Ю.Б.МАРИН (Ленинград). ЭВОЛЮЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ.

1. Последовательный анализ и сопоставление аналогичных интрузивных комплексов с объединением их в формации, а гомологичных формаций – в формационные типы позволяет установить региональные отличия интрузивных комплексов, возрастные – гомологичных формаций – и выявить важнейшие конституционные особенности каждого формационного типа. При такой последовательности анализа наиболее отчетливо устанавливаются и основные закономерности структурно-вещественной эволюции интрузивных формаций, исследование которых целесообразно на разных уровнях организации вещества: элементном (геохимическом), минеральном (породообразующие, акцессорные и вторичные минералы), породном (парагенезисы минералов) и собственно формационном (парагенезисы пород) и, в зависимости от уровня организации, в нескольких масштабах времени: от ранних генераций минералов к поздним при образовании пород (IV), от пород ранних фаз к поздним при образовании комплексов или формаций (III), от ранних формаций к поздним внутри серий (II) и от более древних серий к молодым (I).

2. Проведенные исследования (Марин, 1970–1980) показали, что наиболее информативен и чувствителен при анализе эволюционных тенденций минеральной (особенно акцессорноминеральной) уровень что понятно, имея в виду разработанность структурной систематики минералов и большую значимость при оценке эволюции именно структурных характеристик. Общим итогом комплексного рассмотрения основных тенденций эволюции на разных уровнях является вывод об усложнении структурно-вещественной организации в эволюционном

ряду интрузивных формаций и интерпретация установленных тенденций как результат структурно-организационных процессов "восходящей эволюции". Проведенный анализ позволяет также подчеркнуть плодотворность использования в петрографии и учения о формациях введенных Д.П. Григорьевым в минералогию и развитых Д.В. Рундквистом применительно к вопросам рудообразования и металлогении представлений об онтогенезе и филогенезе и их параллелизме, положенных в основу геогенетического закона.

3. Эволюционный анализ интрузивных формаций весьма перспективен и важен при оценке их рудоносности. Это определяется разнообразием вариантов серий (или родов) интрузивных формаций конкретных регионов, их полнотой, завершенностью или незавершенностью, возможностью выделения в каждой формации своего рода подтипов, различающихся, прежде всего, по уровню щелочности, характеру и масштабу проявления ассоциирующей рудной минерализации (Бескин, Ларин, Марин, 1979), и вполне закономерным сочетанием ранних догранитоидных и гранитоидных серий в рядах интрузивных формаций, ранних и поздних формаций и их подтипов в гранитоидных сериях и т.д., открывающим возможность предсказания по особенностям отдельных членов серии (или ряда) характера всей серии (ряда) или ее составляющих, включая рудное сопровождение. Так, особенности развития и состава ранних габбро-плагиогранитовых или сиенитоидных серий находят вполне закономерное отражение в особенностях развития и состава поздних гранитоидных серий той же структурно-формационной зоны, особенности состава ранних нередкометаллоносных формаций гранитоидных серий - в появлении того или иного типа поздних редкометаллоносных формаций; исследования на минеральном и геохимическом уровнях поздних производных и ассоциирующего оруденения, например, аляскинской формации позволяют прогнозировать возможность появления, подтип и характер рудной минерализации последующих субщелочно-лейкогранитовой или щелочно-гранитовой формации.

4. Установление эволюционных связей между последовательно возникающими интрузивными формациями и связанными с ними типами месторождений явилось основой для создания эволюционной классификации месторождений, вариант которой был предложен Д.В. Рундквистом. Все месторождения, связанные с кислым магматизмом, разделены им на 2 класса, первый из которых связан с габбро-

гранит-лейкогранитовой эволюционной ветвью (скарновые железо- и меднорудные, меднопорфировые, медно-молибденовые, кварцево-жильно-грейзеновые вольфрамовые с молибденом и др.), второй - с гранит-алаяскит-щелочногранитовой ветвью (оловянно-сульфидные, олово-редкометалльные грейзеновые, редкометалльные "апогранитовые" и т.д.). Представляется более естественным выделение трех классов и соответственно трех - габбро-диорит-плагиогранитовой, гранодиорит-гранит-алаяскитовой, и лейкогранит-щелочногранитовой-эволюционных ветвей. Выделение трех ветвей получает и более обоснованную генетическую интерпретацию: первая ветвь обнаруживает тесную связь с базальтоидным магматизмом, вторая имеет в основном коровую природу, а третья - гибридную (квевилито-коровую). Вопросы эти важны, так как нахождение более точных соотношений между интрузивными и рудными формациями, их правильная группировка в эволюционных рядах открывает новые возможности для разработки критериев прогнозирования и оценки месторождений.

#### Е.П.МИРОНЮК (Ленинград). ЭНДОГЕННЫЙ ПЕТРОГЕНЕЗИС И ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ.

Рассматриваются вертикальные и литеральные типы эндогенного петрогенезиса и особенности их объемно-пространственного размещения. Выяснено, что эндогенные процессы являются универсальным спутником эволюции земной коры на всех этапах ее стадийного и направленного формирования, связанного с развитием компенсационных геоструктур, первые земные формы и петрографические характеристики которых являются необратимыми.

Руководящими эндогенными процессами пермобильной эпохи являлись магматизм и метаморфизм, индуцированные на раннем этапе метеоритной бомбардировкой, а на позднем этапе - импульсами коробления и разрыва литосферы расширяющейся Земли. Закономерные ассоциации амфиболит-гранулитовых комплексов, ультрамафит-мафит-анартозитовых, а впоследствии и гранитных магм относятся к типоморфным продуктам этой эпохи.

С эоплатформенной эпохой связан хорошо дифференцированный магматизм, зональный метаморфизм и разнообразные гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к существенному перераспре-

делению вещества с образованием вертикальной зональности в достаточно мощной, но подвижной коре. К этой эпохе приурочена принципиальная смена типов магматизма и оруденения, четко проявленная в конкретных магматических и рудных формациях.

Условия магмогенерации следующей стадии контролируется существованием платформ, геосинклиналей и активизационных структур. К раннему этапу этой геосинклинально-платформенной стадии приурочено образование кольцевого Северо-азиатского вулканоплутонического пояса, моделировавшего направление всех последующих процессов. Определенные пространственно-временные и генетические связи магматизма отражены в конкретных сопряженных системах магматических формаций, анализ которых позволяет говорить о постоянной трансформации коры, которая обусловлена как вертикальными, так и горизонтальными движениями. Рудоносные и магматические процессы нередко оказываются автономными.

Эндогенный режим платформы не является стационарным, чем объясняется, в частности, высокая и неоднородная степень литификации горных пород платформенного чехла.

#### Е.А. РАДКЕВИЧ (Приморское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВО ВРЕМЕНИ.

На протяжении сотен миллионов и миллиардов лет протекали в земной коре в общем сходные процессы минералообразования. На древних щитах, там, где не сказались процессы глубинного метаморфизма при погружении осадков и проявления более поздних тектоно-магматических процессов, встречаются породы и минеральные агрегаты, сходные с современными, что и позволяет применять принцип актуализма для воссоздания процессов минералообразования далекого прошлого.

Вместе с тем, нельзя не отметить определенного изменения условий минералообразования во времени. Особенно специфичны процессы минералообразования в древнейших этапах образования и трансформации первичной земной коры, сложенной в основном базальтоидными породами, застывшими в условиях горячей и влажной атмосферы.

Интенсивное изменение минералов в больших объемах пород, химическое выветривание и обособление порообразующих окислов

явились фоном, на котором происходило осадконакопление в древнейшем этапе развития стратосферы Земли (образование железистых и марганцевых кварцитов и их метаморфизм, глиноземистых толщ, позднее — мощных карбонатных, в значительной мере доломитовых, отложений в обширных эпиконтинентальных морях в условиях обогащения атмосферы и гидросферы углекислотой). Эти особенности древней стратосферы предопределили черты минеральных месторождений не только древнейших, но и последующих эпох при унаследовании геохимического фона в процессе поздней активизации.

Для ранних этапов развития земной коры характерны проявления объемной гранитизации в поднятиях под воздействием глубинных обогащенных калием растворов (редкометалльные и др. пегматиты) и одновременное формирование фемических эвгеосинклиналей в узких трогах, окаймляющих эти поднятия (хром-никель, — медь, золото).

В неогее типы процессов в общем повторялись, но количественные соотношения различных минеральных образований менялись в зависимости от типов тектонических структур. Рифейское время, отмеченное образованием обширных эпиконтинентальных и перикратонных прогибов, сопровождалось образованием стратиформных свинцово-цинковых месторождений в глинистых толщах (черносланцевая формация). Эвгеосинклинали с основными вулканитами дали начало многим золотоносным поясам с унаследованной рудоносностью, а также колчеданным месторождениям осадочно-вулканогенного генезиса.

Этот тип процессов широко проявлен в байкальских и, местами, каледонских геосинклиналях. Каледонские прогибы без значительной перестройки чаще продолжали развиваться и на варисском этапе, причем со временем все большую роль получали процессы накопления теригенных толщ. Складчатость сопровождалась проявлением магматизма и минерализацией сиалического профиля ( $Sn, W$ )

Киммерийский и ларамийский этапы характеризуются широким проявлением активизации, охватывающей обширные площади, и образованием протяженных окраинно-материковых линейных зон вдоль разломов, определявших заложение наложенных эвгеосинклиналей ( $Cu, Au$ ) и поясов кислых вулкано-интрузивных комплексов ( $Sn, Au-Ag$ ).

Для малоэродированных молодых рудных провинций характерны месторождения, достигавшие верхними частями приповерхностных горизонтов, а корневыми — опускавшимися до километра и более. Со временем возрастает роль региональных (частично обнавленных) разломов в локализации руд, образованных под влиянием как внутрикорового (унаследованного), так и мантийного источника вещества.

Альпийский этап в зонах островных дуг отмечен проявлением сложного комплекса месторождений (Sn-Cu-Pb-Zn), связанных с неогеновыми вулканитами формации зеленых туфов (колчеданные месторождения типа Куроко).

Изменения условий минералообразования происходили как под влиянием эволюции Земли, так и внешних факторов (макро- и микропериодичность тектонических процессов эпох складчатости, и образования планетарных разломов).

#### С.А.РУДЕНКО (Ленинград). ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТНОГО ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ.

Рассматривая закономерности эволюции пегматитообразования на формационной основе и обращаясь прежде всего к координате времени, отметим,

*Эволюция пегматитов во времени* Таблица 1

№ п. п.	Формации пегматитов	Абсолютный возраст (млн. лет)					
		3000	2500	2000	1500	1000	500
		Геологический возраст					
		AR	PR <sub>1</sub>	PR <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> M <sub>2</sub> K <sub>2</sub>		
IV	Хрусталиночная				■		
III	Редкометалльная		■	■	■		
II	Мусковитовая			■	■	■	
I	Керамическая	■	■	■	■	■	

что первыми в истории земной коры появляются наиболее простые по составу (кварц-полевошпатовые) пегматиты керамической формации, а последними — хрусталиночные (табл. I). Наиболее отчетливо последовательность

образования разных пегматитов выступает при рассмотрении отдельных регионов, в геологической истории которых, как правило, ранними являются керамические пегматиты, сменяющиеся затем пег-



матитами мусковитовой, редкометальной и хрусталеносной формаций, хотя в пределах конкретных регионов отдельные звенья этой цепи могут отсутствовать.

Формирование пегматитовых тел осуществляется в три главных стадии: 1) перекристаллизации исходных мелкозернистых пород, 2) метасоматоза и

3) свободной кристаллизации минералов в занорышах.

Эти стадии по разному проявляются в пегматитах разных формаций. Процессы, свойственные стадии перекристаллизации, являются главными в более ранних пегматитах, в РЕАКЦИОННЫХ

Количественные соотношения пород, Таблица 2  
сформированных на разных стадиях пегматитового процесса

№ п.п.	Формации пегматитов	Стадии		
		Перекристаллизации	Метасоматическая	Свободной кристаллизации
IV	Хрусталеносная	████████████████████	████████████████████	████████████████████
III	Редкометальная	████████████████████	████████████████████	████████████████████
II	Мусковитовая	████████████████████	████████████████████	████████████████████
I	Керамическая	████████████████████	████████████████████	████████████████████

██████████ Пегматиты графической, блоковой, пегматоидной структур.  
 ██████████ Занорыши с друзами кварца, палевых шпатов и др. минералов.  
 ██████████ Метасоматические породы (альбититы, кварц-мусковитовые, биотитовые и другие метасоматиты).

интенсивнее проявлено метасоматическое минералообразование, а в хрусталеносных – стадия свободной кристаллизации (табл. 2).

По особенностям пороодообразующих минералов устанавливается два типа эволюционных рядов пегматитов, относящихся к разным (I, II, III, IV) формациям. По одним признакам (изменению основности и содержания плагиоклаза, возрастанию содержания кварца и т.д.) выделяется ряд: I-II-III-IV, а по другим (возрастанию общего числа минералов и содержания большинства элементов примесей в них и др.) – иной ряд: I-II-IV-III. Отмеченные изменения и содержания пороодообразующих минералов в значительной мере определяют особенности и геохимической эволюции пегматитов.

Эволюция гранитного пегматитообразования в пространстве проявляется на разных уровнях. В пределах пегматитовых поясов устанавливается зональность в распределении пегматитов, принадлежащих разным формациям. Она связана с вариациями термодинамических условий, проявляющихся в разной степени метаморфизма вмещающих пегматиты пород. В пределах пегматитовых провинций, характеризующихся однородным термодинамическим полем, может проявляться фациальная зональность, обусловленная изменением состава

ва вмещающих пород. В провинциях и полях слюдоносных, редкометальных и хрусталеносных пегматитов в связи с действием тектонического и (или) магматического факторов контроля пространственно разобщаются простые (безрудные) пегматитовые тела от более сложных (рудносных или хрусталеносных) тел, в которых интенсивнее проявлены более поздние стадии процесса. При формировании отдельных пегматитовых тел сначала возникают простые а затем более сложные парагенезисы минералов.

Таким образом особенности эволюции пегматитообразования во времени, как бы повторяются в эволюции пегматитообразования в пространстве.

### Б.Я. ХОРЕВА (Ленинград). ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ АРХЕЙСКИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД.

1. Древнейшие архейские<sup>х)</sup> горные породы, радиологический возраст которых превышает 3500 млн. лет повсеместно представлены стратиформными ассоциациями, минеральные парагенезисы которых отвечают гранулитовой и амфиболитовой фациям; они слагают кристаллический фундамент докембрийских платформ и постархейских складчатых поясов.

2. Характерными особенностями архейских кристаллических пород, резко отличающимися их от изофациальных постархейских супракоустальных метаморфических пород, являются следующие: 1) отсутствие признаков супракоустального происхождения субстрата в виде реликтов седиментогенного или вулканогенного механизма образования в неметаморфизованном виде; 2) отсутствие признаков наложенного на стратификацию и оторванного во времени метаморфогенного и ультраморфогенного минералообразования; 3) отсутствие первичной метаморфической или ультраметаморфической зональности как в пределах комплекса, так и породы и минерала; 4) монофациальность и равновесность минералообра-

---

<sup>х)</sup> Отнесение к архею метавулканогенно-осадочных пород так-называемых "зеленокаменных поясов" автор считает неправомерным и предлагает выделить эти образования в самостоятельную эозойскую эру.

зования в разновозрастных породах одного стратиграфического положения; глобальный характер распространения на всех материках 5) синхронность и изофациальность ультраметаморфогенного (гранитоидного) и метаморфогенного (гранулитогнейсового) породообразования, совпадающих во времени и в пространстве с первичной старификацией (полосчатостью, расслоенностью, линейностью) архейских кристаллических пород; 6) ритмично-повторяющаяся в разрезе смена мафических ассоциаций салическими как в ряду гранитоидных, так и метаморфических (гранулитогнейсовых) пород в ритмах различных порядков, напоминающая гомодромную дифференциацию магматических серий; 7) наличие специфических синстрацификационных изометрично-овоидальных куполообразных структур, имеющих сотни километров в поперечнике и резко отличающихся по механизму образования от постархейских регенерированных гранитогнейсовых куполов, измеряемых первыми десятками километров в поперечнике; 8) присутствие в породах различного химического состава халькофильных элементов-примесей и примитивный, близкий к мантийному, изотопный состав первичного свинца и стронция.

3) Перечисленные структурно-вещественные особенности архейских кристаллических пород находятся в противоречении с общепринятым супракрустальным механизмом их образования и наложенного метаморфизма по аналогии с постархейскими метаморфическими породами.

4) Предлагается отнести архейские кристаллические породы в особую категорию инфракрустальных протометаморфических и протопроультраметаморфических пород, образующихся в результате гомодромной кристаллизационно-фракционной дифференциации материковой протокоры габбро-анортозитового состава, протекающей в условиях высокой температуры и умеренного давления, соответствующих гранулитовой и амфиболитовой минеральным фациям.

А.Е.ШЛЫГИН (Казахстанское отделение). О ПРИЧИНАХ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ВРЕМЕНЕМ.

В течение геологического времени от архея до кайнозоя наблюдается изменение минералообразующих процессов: метаморфических, магматических и особенно пневмато-гидротермальных (в том

числе гидротермально-осадочных). Примеры специфичных разновозрастных процессов общеизвестны: высокий метаморфизм древних осадков, развитие ждеспилитовых железорудных формаций и анортозитов в докембрии, вторичных кварцитов и пропилитов в фанерозое и т.п. Многие изменения нельзя объяснить различиями в температурах и давлениях внутри земной коры или переменами в поверхностных условиях. Они хотя и менялись со временем, но не настолько, чтобы с ними связать специфику минеральных ассоциаций различных геологических эр.

Одной из важных причин эндогенного минералообразования, а также магмаобразования, является дифференциация вещества Земли, отделение назово-жидких (преимущественно в надкритических вазах) продуктов, состоящих из летучих компонентов (дегазация). Условия и особенности режима дегазации, меняющиеся во времени, играют первостепенную роль в изменениях состава растворов. На особенности дегазации вещества Земли и состава выделяемых продуктов влияют: 1) строение земной коры, оболочек мантии и, возможно, даже ядра, 2) положение (глубинность) очага дегазации, 3) скорость вскрытия очага, градиенты падения давления, 4) степень и особенности дегазации рассматриваемого участка на предшествующих этапах. Большое значение имеет режим внутри возникших пневматогидротермальных систем: 1) их вертикальная протяженность, 2) степень закрытости-открытости (скважинности), 3) присутствие в качестве субстрата пород поверхностного происхождения (особенно осадочных), 4) активность циркуляции растворов и дифференциации вещества в системах. Эти факторы не остаются постоянными и меняются в ходе геологической истории Земли. Каждому этапу, отвечающему объема геологической эры или ее крупной части, соответствуют специфичные условия. Наиболее сильно влияли возрастающая глубинность очагов дегазации (возможно, вплоть до ядра) и степень предшествующей дегазации Земли на более ранних этапах. На отдельных этапах геосинклинального цикла особенности минералообразования зависят от эволюции очагов, имеющих близкую глубинность. Общая эволюция минералообразования от архея до наших дней более зависит от глубинности очагов дегазации. Минералообразование, характерное для архея, отвечает малым глубинам очагов; типичное для протерозоя — умеренным, для палеозоя — большим, для мезозоя и кайно-

зоя — еще большим. Возможно, что глубоким положением очагов дегазации объясняется океанизация земной коры в мезозое и кайнозое, когда в число компонентов, перемещающихся в верхние слои земной коры, вошли кальций, магний, глинозем.

Н.П.КУШКИН (Сыктывкарское отделение). ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ И ПУТИ ИХ РАЗВИТИЯ.

Представления о закономерной эволюции минеральных индивидов и минерального мира в целом, составляющие теоретическую основу современной генетической минералогии, имеют древнюю историю, и в полузабытом наследии натуралистов и минералогов прошлых веков заложено немало любопытных идей, сохранивших актуальность до наших дней. В конце XIX в. целый ряд эволюционных представлений был разработан до уровня минералогических законов (закон увеличения разнообразия Чермака, закон агрегации Наумана, закон изменения минералов и многие другие).

Основу эволюционной минералогии составляет учение об онтогении и филогении минералов, сформулированное Д.П.Григорьевым. Теоретический и методический аппарат онтогении базируется на принципе прохождения минералов через стадии зарождения, роста, изменения и принципе наследования. В филогении минералов наиболее фундаментальным достижением является открытие закона геогенетического развития Д.В.Рундквиста и установление ряда эмпирических закономерностей развития минерального мира (А.Г.Жабин и др.), однако эта область минералогической науки остается все еще наиболее слабо разработанной.

Одной из актуальных задач минералогии является критический анализ и обобщение всех имеющихся данных об эволюции минерального мира. В числе наиболее перспективных проблем можно назвать проблему синминералогии, т.е. коллективного развития минералов (коллективный рост кристаллов одного и того же минерального вида, разных видов, эволюция парагенезисов, ассоциаций, комплексов и т.д.). Требуется существенного совершенствования методический аппарат эволюционной минералогии; в частности отсутствуют минералогические критерии сравнительно-исторического анализа минералогических объектов со сложной структурой (минеральных

комплексов, минералогических районов, провинций). Нами предложен для этих целей и опробован целый ряд показателей (число минеральных видов, их объемные соотношения, соотношение конституционных типов, симметрия, химизм, конституционная и видовая энтропия, энергетические характеристики и др.). Многие из них изменяются в процессе развития минеральных систем строго направлено и имеют эволюционное содержание. В докладе показаны некоторые закономерности эволюции минерального мира, раскрывающиеся с помощью этих критериев.

#### О.В. ЭСТЕРЛЕ (Казахское отделение). СТАТИСТИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ КИНЕТИКИ НЕОБРАТИМЫХ МЕЖАТОМНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ.

Согласно теории саморазвития открытых каталитических (А.П. Руденко, 1969) и геохимических (Г.А. Булкин, 1972) систем у каждой физико-химической системы существует оптимальная температура её эволюции, т.е. снижения энтропии (упорядочения структуры, выделение и концентрация рассеянных компонентов, самоочистка от примесей и т.д.).

Статистический анализ величин энергий межатомных связей показывает, что они подчиняются логнормальному распределению и имеют среднее значение  $4,13 \pm 0,02$  эВ (около 100 ккал/моль). Температура, соответствующая равной вероятности разрыва и образования "средней" связи, равна  $309,7 \pm 0,7^{\circ}\text{K}$  или  $36,5 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$  (О.В. Эстерле, 1978, 1980). Таким образом температура, соответствующая максимальной скорости эволюции физико-химической системы, при возрастании сложности этой системы стремится к  $310^{\circ}\text{K}$  (температурное "русло", "фарватер" эволюции).

Анализ минералогических данных показывает, что при снижении температуры и приближении к  $310^{\circ}\text{K}$  создаются все более благоприятные условия для общей эволюции минеральных систем: становится все больше минеральных видов (И. Костов, 1971), всё сложнее парагенезисы минералов (А.Е. Ферсман, 1933-37) и т.д.. Таким образом основные положения статистической теории НМВ подтверждаются. Важной практической задачей применения этой теории в минералогии является разработка методов расчета температурных "коридоров" генезиса рудных минералов.

КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛО-  
ОБРАЗОВАНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Н.Н.БОРОЗНОВСКАЯ, И.И.МАТРОСОВ (Томское отделение). ЛУМИНЕС-  
ЦЕНТНЫЕ КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВА-  
НИЯ ДЛЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ.

С помощью фотолуминографии, рентгенолюминесценции (РЛ) и термолюминесценции (ТЛ) нами исследован ряд минералов из редкометалльных пегматитов Восточного Казахстана и Восточного Саяна. Установлено, что поздние комплексы, с которыми связана богатая танталовая минерализация, включают в себя минералы, отличные по своим люминесцентным характеристикам от подобных минералов из других комплексов. В спектрах РЛ калиевого полевого шпата (КШ) из кварцево-микроклиновой графика и ассоциирующего с кварцево-мусковитовым комплексом четко проявлен пик с максимумом 460—470 нм. Для КШ, ассоциирующего с поздними низкотемпературными комплексами (мусковито-альбитовым, кварцево-петалитовым с голубым клевеландитом и лепидолитом) этот пик не характерен. Причиной такого различия, на наш взгляд, является уменьшение количества (или роли) структурных дефектов  $Al-O^- - Al$  в поздних КШ, являющихся продуктом низко- или среднетемпературного метасоматоза, образующихся в условиях нарастания щелочности, каталитического влияния щелочных растворов на образование упорядоченного КШ. В спектрах РЛ альбита наблюдается следующая картина: РЛ полосы 390—410 нм усилена у поздних разновидностей (например, у голубого клевеландита пегматитов Калбы) и ослаблена в спектрах РЛ альбита из более ранних и высокотемпературных комплексов. Одной из причин этого возможно является рост активности кислорода в условиях повышения щелочности и увеличение количества дефектов  $O^-$  в

$SiO_4^{3-}$ . О возрастании активности кислорода в поздние стадии свидетельствует и увеличение интенсивности излучения ионов  $Fe^{3+}$

в спектрах РЛ III из низкотемпературных комплексов. Кварцы из разных комплексов отличаются по искусственной ТЛ. Если для кварца из низкотемпературных комплексов характерны максимумы ТЛ 180 и 320-340°, то для кварца ранних наиболее высокотемпературных комплексов отмечен еще и максимум 110°. Особенно четко фиксируется эта разница на фотопленках, выполненных при комнатной температуре (на фотопленках проявляется высвечивание только низкотемпературного пика). По предварительным данным максимум 110° встречается у магматических кварцев.

Таким образом, различные люминесцентные свойства ранних и поздних генераций минерала зачастую позволяют интерпретировать его принадлежность к определенному комплексу, что может иметь также и поисковое значение.

#### Р.Л.БРОДСКАЯ (Ленинград). СТРУКТУРНЫЙ КРИТЕРИЙ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИЯ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ.

Равновесие внутри системы горная порода на уровне отношений минеральных индивидов понимается как закономерное расположение зерен друг относительно друга с равновесными границами между ними, равновесной структурой границ (микротопографией), равновесной в условиях агрегата морфологией индивидов. Равновесное состояние агрегата — критерий самоорганизации системы горная порода, критерий эволюции петрогенного минералобразования. В качестве структурных признаков указанной тенденции рассматриваются следующие геометрические, кристаллохимические и кристаллографические характеристики системообразующих отношений в горных породах.

В кристаллически зернистой горной породе минеральные индивиды стремятся занять такое положение в пространстве и друг относительно друга, чтобы их общие границы служили "плоскостями симметрии" между поверхностными энергиями соприкасающихся зерен. Эти изменения сопровождаются выпрямлением, уплощением и минимизацией площади границ внутри минерального агрегата. Указанные тенденции усиливаются от эффузивных к метаморфическим (кристаллобластическим). Микротопография границ в петро-



генном ряду меняется от гладких поверхностей через шероховатые, фасеточные, ячеистые к поверхностям с дендритовидной скульптурой, что свидетельствует о возрастающей длительности формирования границ от эффузивных к метаморфическим горным породам.

Морфология минеральных индивидов указывает на этап становления агрегата в целом и на локальные условия роста в агрегате. Устойчивые габитусные формы (идиоморфные) в общем случае присущи эффузивным горным породам, реже встречаются в интрузивных, совсем не характерны для гранобластовых структур. Таким образом, эффузивные породы отличаются наличием простых форм в ограничении минеральных индивидов, низкими символами этих форм и наименьшим их разнообразием, в интрузивных и метаморфических горных породах количество форм, участвующих в ограничении минеральных зерен увеличиваются, символы поверхностей выше, как и поверхностная энергия границ. Однако, в целом морфология минеральных индивидов метаморфических пород с гранобластовой структурой является более устойчивой и равновесной с окружающей средой, чем в интрузивных и эффузивных горных породах. Внутри системы горная порода ответственность за равновесие границ и межзерновые сбалансированные связи лежит на пороодообразующих минералах, поэтому морфология их индивидов подчинена закону энергетического равновесия. Наиболее идиоморфные границы имеют индивиды акцессорных минералов. Самые устойчивые границы с минимумом поверхностной энергии устанавливаются между зернами одного минерального вида. Этим вызваны часто наблюдаемые пространственные дифференциации минеральных видов и образование мономинеральных популяций в процессе перекристаллизации.

Г.Н.ГАМЯНИН (Якутское отделение). ХАРАКТЕР ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ КАК КРИТЕРИЙ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

В практике геолого-поисковых и геолого-разведочных работ не всегда придается должное значение анализу взаимоотношений

минеральных ассоциаций с целью выяснения их возрастного послужения и среды рудообразования. Вещественный состав руд воспринимается как единое и устойчивое сообщество минералов. Такой подход не имеет существенных негативных сторон при изучении моноформационных месторождений, сформированных единым рудогенерирующим источником. Однако, при совмещении в единой рудовмещающей структуре полиформационных образований, генерируемых различными источниками, во избежании генетических и практических ошибок требуется тщательный анализ процесса минералообразования.

В районах Северо-Востока СССР известны полиформационные месторождения, типа минерализованных зон дробления, приуроченные к зонам долгоживущих разломов или сфере их влияния, и образованные в различные этапы тектоно-магматической активизации региона. При этом наблюдается совмещение золото-кварцевой и антимонитовой или золото-кварцевой и серебро-полиметаллической минерализации. В отличие от стадийных взаимоотношений разновременных минеральных ассоциаций, вышеназванные характеризуются интенсивными реакционными взаимоотношениями между собой и близкими объемными соотношениями отлагаемого вещества. На ранние эндогенные геохимические ореолы в таких случаях накладываются более поздние, в формировании которых, наряду с профилирующими элементами поздней минерализации, принимают участие перераспределяемые элементы ранних ореолов. Происходит выщелачивание околожильных минералов, связанных с ранней минерализацией, отложение на их месте новообразований (кварц+альбит+серицит  $\rightarrow$  эпидот+хлорит, каолинит+пиррофиллит; арсенопирит+пирит  $\rightarrow$  антимонит) и усложнение в связи с этим строения околожильной метасоматической колонки. В рудных телах широко проявляются процессы растворения, коррозии, метасоматоза и перестроения рудного вещества с образованием метакристаллов и появлением иногда минералов, не свойственных данному типу минерализации в чистом виде.

Упрощенный подход к изучению генезиса сложных по составу руд может принести к ряду безосновательных выводов – неправильной интерпретации эндогенных геохимических ореолов, ошибкам в выявлении закономерностей пространственного размещения минеральных ассоциаций, в искусственном выделении новых форма-

ционных таксонов. В конечном итоге это затрудняет не только выяснение генетических особенностей формирования руд, но и истинную оценку перспективности оруденения, а также выработку правильных поисковых критериев.

#### М.А.ГАРРИС (Башкирское отделение). РАСШИФРОВКА ИСТОРИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПАРАСТЕРЕЗИСАХ.

1. Все горные породы представляют собой либо синхронные и сингенетичные (парагенезисы), либо существующие (сонаходящиеся) гетерохронные и моно- или полигенные (парастерезисы) минеральные ассоциации. Парастерезисы распространены очень широко. К ним относятся все эпигенетически измененные породы, в которых еще узнается первичный субстрат, полиметаморфиты, метасоматиты и полиметасоматиты, а также метаморфиты-метасоматиты

2. Изучение парастерезисов обрело новые большие возможности возрастного расчленения минеральных ассоциаций и выяснения последовательности минералообразования с внедрением изотопных методов датирования. Было установлено, что многие типы пород, особенно раннедокембрийских, являются не просто гранулитами, амфиболитами, кристаллосланцами, гнейсами или гранито-гнейсами, а должны рассматриваться как сложные регрессивно (или прогрессивно) измененные полигенные и полихронные образования. Нередко в них оказывались разновозрастными не только разные, но и одноименные минералы. Аналогичная картина характерна и для околорудных кварцево-серицито-хлоритовых би- или полиметасоматитов колчеданных месторождений и ряда других типов пород. Разрыв во времени между одноименными минералами, в зависимости от характера объектов, составляет от нескольких миллионов до миллиарда и более лет.

3. При геохронологическом изучении пород дорифейского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и гранитоидов Урала выявилось наличие существенного разрыва во времени между завершением тектоно-магмато-метаморфических процессов, создавших в орогенную стадию тектоногенеза консолидированные участки земной коры, и развитием постконсолидационных процессов кремнево-алюмокалиевого метасоматоза (микроклиниза-

ции и окварцевания). В отдельных массивах рифейских автохтонных гранитоидов и в поясах байкальских и палеозойских орогенных аллохтонных гранитоидов довольно равномерно распространены порфиروبласты микроклина и кварца лишь изредка выходят за пределы гранитных тел во вмещающие породы. Такие граниты, микроклинизированные спустя несколько десятков миллионов лет после их внедрения, не совсем правильно называются микроклинновыми порфириновидными гранитами (это название, в частности, закрепилось <sup>за кварцовидными</sup> гранитоидами). Распространение новообразованного микроклина здесь явно связано с очагами или зонами магматического и анатектического гранитообразования.

Совершенно иной характер имеют окварцевание и микроклиннизация, наложенные на породы кристаллического фундамента платформы. Эти процессы здесь проявлены регионально, и следы их несут практически все разновидности позднеархейских и раннепротерозойский (вплоть до 1900 млн. лет) магматических и метаморфических пород. Максимум K-Ar датировок микроклина относится ко времени 1800-1700 млн. лет. По вертикали микроклиннизация прослежена на 5 и более км, а по горизонтали - почти повсеместно. Литературные данные позволяют констатировать продукты кремнеалюмокалиевого метасоматоза этого времени на всех континентах. Факт колоссального по масштабам метасоматического образования кварца и микроклина в предрифейскую эпоху еще ждет своего объяснения. Возможно это связано с усилением дифференциации вещества глубинных зон планеты под влиянием перегрева, обязанного появлению крупных коровых масс (платформ) с пониженной теплопроводностью.

4. Определение возраста U, K и Rb - содержащих минералов из различных парагенезисов, интегрированных в единые сложные полигенно-полихронные парастерезисы, позволяет восстанавливать историю образования и преобразования кристаллических пород, выделять, датировать и коррелировать этапы проявления главных эндогенных процессов - магматизма, метаморфизма, метасоматоза и рудогенезиса. При региональном металлогеническом анализе все эти данные, особенно в соединении изотопными (по сере) характеристиками сульфидных минералов,

могут с успехом использоваться в прогнозно-оценочных и поисковых целях.

Р.М.КОНСТАНТИНОВ, А.Ю.ВЕДЯЕВ (Московское отделение). МАТЕМАТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВО ВРЕМЕНИ.

1. Доказывается, что в целом задача парагенетического анализа, лежащая в основе изучения последовательности минералообразования, близка к задаче изучения неоднородной совокупности и выделению в ее пределах групп элементов существенно однородных (такое понимание близко к подходу Д.В.Рундквиста В.И.Драгунова, В.И.Васильева). При этом признаки описывающие единицы наблюдения (тела) делятся на постоянные, определяющие сходство и однородность изучаемых тел, и переменные. Последние сопоставимы с учитываемыми при распознавании образов информативными признаками, которые в минералогии называют типоморфными. Из этого следует, что в решении проблемы парагенезисов и последовательности минералообразования широкое применение могут найти логико-математические и статистические методы обработки минералогических данных, включающие селекцию информативных признаков, определение их информационного веса, построение логико-математических и статистических моделей процессов минералообразования, разработанные в ИГЕМ АН СССР.

2. Вопрос о критериях последовательности минералообразования математически может решаться двумя путями. При первом подходе множество минералов рассматривается как множество геологических тел, и вводится процедура математического описания этого множества. Далее изучается внутренняя структура множества и выделяются максимально однородные группы. Упорядочивание этих групп (взаимоотношения типа пересечения, включения, уплотнения и др.) позволяет подойти к расшифровке временной последовательности минералообразования. При втором подходе упорядочивание однородных групп минералов может быть выполнено путем введения некоторых других параметров (например, глущинности, расстояния до разлома, количества минералов в ассоциации, температурных интервалов и т.д.). Сопоставимость полу-

ченных упорядоченных наборов достигается введением целевого предиката (например, продуктивности) и изучением влияния на него выбранного параметра. Найденные таким путем закономерности позволяют в конечном итоге подойти к прогнозированию различных свойств однородных минеральных групп. Эти подходы могут существенно дополнить общепринятый, в основу которого положены представления об одновременности, равновесности, представления заимствованные из физхимии и другие, и который не может быть достаточно объективно охарактеризован математическими способами.

3. При математическом подходе основные аспекты формализованного описания особенностей минерального состава сводятся к: построению универсальной аналитической схемы описания однородных групп минералов, как особых классов геологических тел; введению меры связей между классами; выбору алгоритмов классификаций для обработки матриц связей однородных минеральных групп; моделированию и прогнозированию исследуемых показателей. Для анализа матрицы связей предлагается новый подход к построению метрических расстояний между группами, а также некоторые оригинальные алгоритмы. Высказанные положения иллюстрируются на примере рудных месторождений Дальнего Востока, Забайкалья, Алтая и других регионов.

С. И. КОСТРОВИЦКИЙ, Б. М. ВЛАДИМИРОВ, К. Н. ЕГОРОВ, Л. В. СОЛОВЬЕВА, Л. В. ФИВЕЙСКАЯ (Западно-Сибирское отделение). О МЕСТЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОЛИВИНОВ И АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ.

Особый интерес в связи с решением вопроса о месте кристаллизации алмазов приобретают исследования состава и геохимии оливина — основного породообразующего минерала кимберлитов, а также состава минеральных включений в оливине. По цвету, составу и геохимическим особенностям выделяются три группы оливина, кристаллизующиеся в различных условиях: I) оливины с относительно повышенной магнезиальностью, зеленой окраски, размером I мм и более, обогащенные Cr, Ni, обед-

ненные Ti, Co, Mn, Zn; 2) оливины с пониженной магниальностью, желто-бурой окраски, размеров I мм и более, обогащенные Ti, Co, Mn, Zn, обедненные Ni, Cr; 3) оливины размером менее I мм, преимущественно идиоморфной формы, обогащенные Cr, Ti, Ca, обедненные Ni, Co.

Оливины первых двух групп содержат различные ассоциации минеральных включений. Если в группе зеленых оливинов наиболее распространены включения хромита и пироба красно-фиолетовой окраски, реже встречаются ортопироксен и клинопироксен, то в желто-бурых оливинах резко преобладает хромдиопсид, значительно реже встречается пироп буровато-красной окраски и иногда ильменит. Гранаты, включенные в оливины I и II групп, относятся к пироп-альмандиновому ряду и характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний магниальности ( $MgO/MgO + FeO = 0,70-0,75$ ) в большинстве анализов, а так же сравнительно широкими вариациями величины  $Cr_2O_3 / (Cr_2O_3 + Al_2O_3)$  и  $CaO / (CaO + MgO)$  (0,11-0,47 и 0,05-0,26 соответственно). Состав включений граната находится в тесной зависимости от состава оливина-хозяина.

Существование геохимических трендов в зависимости от размерности и цвета свидетельствует о кристаллизации большей части оливина в кимберлитовом расплаве. Относительно узкий диапазон концентраций редких элементов для оливина первой группы указывает на его выделение при относительно стабильных условиях в глубинном очаге. Более широкие вариации редкоэлементного состава для оливинов второй группы позволяют предположить, что их кристаллизация происходила главным образом в период подъема кимберлитовой системы вверх. В кимберлитах намечается корреляция между содержаниями оливина II группы и пикроильменита.

Сопоставление составов включений граната в алмазах и оливинах дает основание для следующих выводов. Массовая кристаллизация алмаза происходила преимущественно в начальный этап существования глубинного кимберлитового очага. Позднее кристаллизация алмаза резко сокращается, расширяется поле кристаллизации оливина, к которому присоединяются более железистый гранат и хромдиопсид.

О.А.КРАСИЛЫЦИКОВА, Б.В.ЗАЦИХА, А.Н.ТАРАЩАН (Украинское МО).  
ПАРАМЕТРЫ СПЕКТРОВ РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ФЛЮОРИТОВ - КРИТЕРИЙ ИХ ВРЕМЕННОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ФЛЮОРИТОПРОЯВЛЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЦИТА).

Содержание и распределение во флюорите иттрия и лантаноидов является общепризнанным критерием временной и геохимической корреляции собственно флюоритовых и комплексных месторождений. Метод рентгенолюминесценции позволяет идентифицировать в искусственных и природных образцах множество разнотипных по симметрии и способу локальной компенсации заряда центров излучения практически всех редкоземельных ионов и других примесных и дефектных центров. Их концентрации и сочетания в образцах изменяются тем значительнее, чем контрастнее различия условий выращивания и активизации искусственных кристаллов, состава и термодинамических параметров минералообразующих сред. Ими определяются параметры спектров рентгенолюминесценции флюорита как искусственного так и природного.

На примере природных флюоритов из нескольких групп разновозрастных проявлений Ущ рассмотрены следующие вопросы: в какой количественной форме можно представить параметры спектров РЛ, как они изменяются в зависимости от концентраций  $TR_2O_3$  и как связаны эти изменения со степенью пространственной и временной разобщенности образцов в пределах одного проявления, различных геолого-тектонических зон и региона в целом. Показано, что параметр спектров  $I_{F_2}/\sum I_{TR^{3+}}$  определяется концентрацией в образцах  $\sum TR_2O_3$  и в пределах концентраций от 0,00н % до 0,0н% связан с ней зависимостью близкой к обратнопропорциональной. Селективность распределения в природных флюоритах различных групп центров  $TR^{3+}$  отражается следующими параметрами спектров РЛ:  $A = \sum I_{TR^{3+}}(Ce-Nd)$ ,  $B = \sum I_{TR^{3+}}(Sm-Eu)$ ,  $C = \sum I_{TR^{3+}}(Gd-Er)$ . Их величины являются исходными для построения тройной диаграммы, позволяющей охарактеризовать индивидуальность распределения центров в каждом образце точкой с координатами А%, В%, С% при  $A+B+C=100\%$ . Сравнение диаграмм, построенных по результатам аналитических определений  $TR_2O_3$  и параметрам спектров показало, что однотипность или идентич-



ность координат и позиций точек характерны для образцов, кристаллизовавшихся в узком временном интервале и при близких термобарогеохимических параметрах минералообразующей среды, а наибольшие различия — для образцов значительно разобценных во времени и кристаллизовавшихся в условиях контрастных изменений этих параметров. Их вариации во флюоритах изученного региона закономерно связаны с геохимической и генетической спецификой проявлений, а также с региональными и локальными изменениями термобарогеохимических параметров минералообразования во времени.

Полученные результаты позволяют считать, что параметры спектров РЛ определяются закономерностями селективного отбора различных групп ионов  $\text{Tr}^{3+}$  решеткой  $\text{CaF}_2$  в зависимости от геохимических особенностей и термодинамических параметров минералообразующей среды. Они являются основанием для вывода о возможности использования параметров спектров РЛ флюоритов в качестве критерия временной и геохимической корреляции месторождений и выявлений региональных и локальных этапов и стадий флюоритообразования.

Г.В.КУЗНЕЦОВ (Украинское МО). О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СИСТЕМОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ МИНЕРАЛОВ.

При исследовании рентгено-, фото- и термолюминесценции (РЛ, ФЛ, ТЛ) ряда сквозных минералов из пегматитов установлены четкие закономерности изменения люминесцентных характеристик минералов в связи с пространственно-временной и термодинамической эволюцией пегматитового процесса. Люминесценцию кристаллического вещества (минерала) можно рассматривать как функционирование системы, представленной ансамблем энергетически активных центров (АЦ) под действием определенных внешних воздействий. Наборы АЦ, специфически проявляющиеся в РЛ, ФЛ и ТЛ в силу различия способов возбуждения рассматриваются как части или подсистемы общей люминесцентной системы. Изучение такой системы может развиваться на различных уровнях — структурном, функциональном, информационном и т.п. Конечной целью

является построение единого вещественно-энерго-информационного описания, отображающего уровень организации надсистем-минерала, минеральной ассоциации, зоны, геологического тела.

Для рядов последовательных генераций изученных минералов установлены общие тенденции изменения люминесцентных характеристик: 1) усиление роли матричных АЦ по сравнению с примесными; 2) повышение величины равновесной светосуммы; 3) увеличение активности низкоэнергетических процессов в ТЛ; 4) понижение устойчивости состояния АЦ по отношению к внешним воздействиям – температуре, рентгеновскому и УФ-облучению. Подобное изменение системы, выражающееся в ее усложнении и упорядочении, увеличении функциональности и чувствительности к внешним воздействиям, повышение роли слабосвязанных состояний, в категориях теории систем однозначно интерпретируется как прогрессивная эволюция, связанная с закономерным повышением уровня организации системы и понижением энтропии.

Выявляется определенная иерархия РЛ-ФЛ-ТЛ подсистем, определяемая вещественными, энергетическими и кинетическими характеристиками соответствующих комплексов АЦ. Перспективность использования системного анализа на уровне люминесценции – одного из наиболее структурно-чувствительных свойств кристаллического вещества – определяется возможностью объективной оценки степени и характера развития процессов минералообразования в самых различных геохимических и термодинамических условиях в обобщенных категориях теории систем.

#### В.В.КУШЕЕВ (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА В ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Исследовались кристаллы кварца из полостей свободного роста камерных пегматитов Вольни. Изучение особенностей внешней и внутренней морфологии кристаллов, особенности их взаимоотношений, данные термометрии позволяют воссоздать историю их формирования.

Рост кристаллов в занорышках расчленяется на три этапа – доинверсионный (кристаллы I генерации), послейинверсионный пнев-

матолитовый (кристаллы II генерации) и гидротермальный (кристаллы III генерации). Для каждой из выделенных генераций кварца характерны свои морфологические особенности. Кристаллы I генерации обычно одноконечные, облик их изометрический, реже вытянутый, габитус — дигипирамидально-призматический. Дополнительных граней на кристаллах не обнаружено. Кристаллы II генерации характеризуются наиболее богатой морфологией. Преобладают кристаллы вытянутого облика призматическо-ромбоэдрического габитуса. В качестве второстепенных форм на кристаллах наблюдаются грани острых ромбоэдров разных индексов, тригональных дигипирамид и трапецеэдров, часто достигающих габитусных размеров. Распределение кристаллов подчиняется определенной закономерности, сводящейся к тому, что в пределах одного произвольно выбранного пегматитового тела будут преобладать кристаллы призматической или остроромбоэдрической категории габитуса. Соотношение кристаллов антиподов обычно составляет I:10 и более. Для кристаллов III генерации обычна более простая морфология. Облик их изометрический или искаженный, габитус ромбоэдрический или ромбоэдрически-призматический. В подавляющем случае кристаллы двуконечные. Детальное изучение особенностей внешней и внутренней морфологии кристаллов из пегматитов показывает, что динамика их формы определяется, главным образом, продолжительностью отдельных стадий минералообразования и тектоническим режимом внутри этих стадий.

А.Л.ЛИТВИН, В.И.ПАВЛИШИН, В.С.МЕЛЬНИКОВ, С.А.ГАЛИЙ (Украинское МО). ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ.

Рассматривается изменение типоморфных особенностей кварца, полевых шпатов, слюд, роговых обманок, оливинов и рудных минералов в процессе эволюционного развития некоторых магматических формаций Украинского щита и связанных с ними пегматитов и гидротермально-метасоматических образований.

Типоморфные свойства кварца, отражающие генетические особенности среды минералообразования, проявляются в структурных

дефектах и связанных с ними оптических и люминесцентных свойствах. Характер упорядочения полевых шпатов в значительной мере определяется их геологической историей. Важными факторами упорядочения являются скорость охлаждения системы и концентрация воды в исходном магматическом расплаве. На примере камерных пегматитов Больни показано изменение структурного состояния калиевых полевых шпатов в процессе эволюционного развития пегматитовой системы. Установлена эволюция политипных модификаций слюд в процессе метаморфизма, метасоматоза и развития пегматитового процесса, а также закономерные изменения направленности изоморфных замещений. Роговые обманки фиксируют особенности физико-химических условий минералообразования в содержании главных и второстепенных элементов, распределений катионов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям структуры. Наблюдается определенная связь между температурой, давлением и распределением катионов. Аналогичная связь намечается для оливинов, но она четко выражена только для очень контрастных условий минералообразования (метеориты, Луна, Земля).

Информативность "сквозных" рудных минералов (пирит, пирротин, магнетит) как отражение эволюции процессов минералообразования рассматриваются на примере некоторых магматических формаций Украинского щита и связанных с ними гидротермально-метасоматических проявлений. Наиболее контрастно индикаторные свойства рудных минералов реализуются в особенностях их химического состава и электрофизических свойств.

А.Г.МОЧАЛОВ, Н.С.РУДАШЕВСКИЙ (Ленинград). КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ ПЛАТИНОВОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОФИОЛИТОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ.

В Корякском нагорье платинометалльные минералы (ПМ) встречаются в россыпях, распространенных в районах развития офиолитов. Изучение ПМ и включений в них позволяет определить генезис ПМ, в также некоторые особенности процессов формирования их первичных источников. ПМ представлены в основном твердыми растворами:

(Os,Ru,Ir,Pt), (Os, Ir, Ru, Pt), (Ir, Os, Pt), (Os, Ir, Ru), (Ru, Os, Ir),  
(Os, Ir), (Ir, Os), (Pt, Fe), (Pt, Fe, Ni), (Pt, Fe, Ni, Cu),

в том числе выявленными новыми фазами:

(Pt, Ru, Ir, Os), (Ir, Os, Pt), (Os, Ru, Ir, Pt), (Pt, Ir) (Fe, Ni),  
(Ir, Pt, Ru, Ni, Fe, Cu, Os),  $Pt_2Cu_2$ ,  $Pt_2FeNi$ , (Os, Ir, Fe).

Реже встречаются сульфиды и арсениды: лаурит, ирарсит, сперелит, холлингвортит, куперит и в том числе новые сульфиды переменного состава Ir, Rh, Pt, Cu, Ni, Fe, Co и Rb, а также два новых арсенида состава  $RhAs$  и  $RhNiAs$ .

Включения в ПМ представлены широким спектром минералов классов: силикатов (оливин, пироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, эпидот, серпантин, гранат), окислов (хромшпинелиды, кварц), элементов (самородные золото и железо), сульфидов (пентландит, хизлеудит, борнит, дигенит, пирротин, халькопирит). Эти включения по генезису можно разделить на магматические — хромшпинелиды, оливин, пироксен, частично плагиоклаз, возможно гранат, кварц, самородные золото и железо, а также метаморфические и метасоматические — остальные минералы.

По структурным особенностям сростаний ПМ с магматическими включениями определяется следующая гипотетическая последовательность их кристаллизации: 1) твердые растворы Os, Ru и Ir; 2) твердые растворы Pt, Ir, Ru и Os + хромшпинелиды (высокохромистые); 3) оливин; 4) твердые растворы Pt, Fe, Ni и Cu + хромшпинелиды (менее хромистые); 5) оливин; 6) сульфиды и арсениды платиновых металлов + пироксен + плагиоклаз. Следовательно, ПМ являются ортомагматическими.

В пределах определенного района развития офиолитов выделяются два парагенезиса платиновометаллической минерализации, геохимическая специфика которых различна. Для парагенезиса I устанавливается ведущая роль одновременно Os, Ir, Pt и Ru, тогда как для парагенезиса II характерно преобладание Pt и подчиненное значение Os, Ir и Ru. В полированных шлифах установлено, что минералы парагенезиса II цементируют и замещают ПМ раннего парагенезиса. Учитывая, что ПМ парагенезиса II характерны для пород дунит-перидотит-габбровых комплексов (Урал), можно предположить, что их коренными источни-

ками являются кумуляты офиолитов. ПМ парагенезиса I, судя по особенностям их химического состава (широкий изоморфизм Pt-Os-Ir-Ru и Pt-Os-Ir-Ru-Ni-Fe-Cu)

и составу включений в них хромшпинелидов (аналогичному составу включений в алмазе), являются высокобарическими (глубинными). Возможно ПМ парагенезиса I имеют мантийное происхождение. Присутствие в ПМ парагенезисов I и II плагиоклаза, клиевого полевого шпата и кварца указывает на то, что часть ПМ могла захватываться при формировании дайкового комплекса. Геохимическая специализация подушечных лав говорит о преобладании Pd-ой специализации над Pt-ой, что указывает на возможное нахождение в этих породах нероссыпеобразующих минералов Pd и Pt.

Общая геохимическая специфика ПМ районов развития определенных офиолитовых ассоциаций несколько различается между собой и выражается в преобладании Pt, или Os, или Ru, что говорит о гетерогенности условий магмообразования. Стадийность платиновометалльной минерализации указывает на полигенность развития офиолитов во времени.

В.И.НАЙБОРОДИН, Н.Е.САВВА (Северо-Восточное отделение). ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В РУДАХ ВУЛКАНОГЕННЫХ (ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ) ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Золото-серебряные месторождения, сформированные в мало-глубинной обстановке, в связи с вулканогенными процессами, характеризуются чрезвычайно изменчивыми динамическими и физико-химическими условиями минералообразования, обусловившими исключительное разнообразие текстур и структур минеральных агрегатов. Последовательность отложения минералов и минеральных ассоциаций отчетливо фиксируется в крустификационных (ритмичных и симметрично-полосчатых) текстурах и разнообразных брекчиях. Однако генеральная последовательность минералообразования, типичная для гидротермальных месторождений вообще: сульфиды-железо-полиметаллов-сульфосоли-самородные элементы;

силикаты-кварц-карбонаты, постоянно нарушается и усложняется. Эти отклонения вызваны: 1) повторяемостью отложения как отдельных минералов, так и сходных по составу минеральных ассоциаций (многочисленные генерации и разновидности минералов) 2) перекристаллизацией скрытокристаллических метакolloидных агрегатов; 3) интравудными метасоматическими замещениями, часто имеющими псевдоморфный характер (например, замещение пластинчатого кварца карбонатами, сульфидами, адуляром).

На некоторых золото-серебряных месторождениях нарушение обычной схемы минералообразования обусловлено наложением (или совмещением) более поздних (или близких по времени) минеральных ассоциаций других типов оруденения - полиметаллического, оловянного, молибденового и др. Такова, например, послепродуктивная по отношению к золото-серебряной минерализации графит-эпидотовая ассоциация, знаменующая начало нового этапа гидротермальной деятельности.

**Б.В. ОЛЕЙНИКОВ, В.В. КОВАЛЬСКИЙ, А.В. ОКРУТИН, О.Б. ОЛЕЙНИКОВ**  
(Якутское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА РАННЕ-МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ.

Точка зрения о том, что базитовые, кимберлитовые, щелочно-ультраосновные, ультрабазитовые магматические расплавы зарождаются в условиях верхней мантии при взаимодействии твердых фаз, слагающих мантию пород и потока восстановленных интрателлурических флюидов, разделяется многими исследователями. Следствием такого взаимодействия должны быть особо восстановительные условия раннемагматического минералообразования. Действительно в разнообразных магматитах мантийного происхождения установлено большое число минералов самородных элементов, их интерметаллических соединений и природных сплавов. Резко восстановительная обстановка сменяется раннемагматическим окислением, обуславливающим появление многочисленных простых и сложных окислов порообразующих и примесных элементов силикатных магм.

Процесс ферритизации силикатной матрицы приводит к резкому снижению активности двухвалентного железа и кристаллизации

в особо восстановительной обстановке субликвидусных существенно магнезиальных, кальциевых и магнезиально-кальциевых силикатов и алюмосиликатов, большей частью неравновесных к нормативному составу магматитов. Восстановительный этап раннемагматического минералообразования имеет важнейшее значение в определении рудогенерирующих способностей развивающихся магматических систем.

#### Г.Б.ПАТАЛАХА (Казахстанское отделение). КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕКЕЛИЙСКОЙ ГРУППЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Докембрийские стратиформные свинцово-цинковые месторождения Джунгарского Алатау (Текелийская группа) имеют длительную историю развития, в процессе которой рудное вещество неоднократно перегруппировалось и ремобилизовывалось. Продуктивным этапом рудообразования является первый - гидротермально-осадочный. Рудное вещество имеет глубинный источник (мантйный либо нижнекоровый), сера - коровый. Возраст руд по свинцово-изотопному методу  $900 \pm 50$  млн. лет. Второй и третий этапы рудообразования - регенерационные и связаны с мобилизацией и перетолжением на регрессивных стадиях дислокационного, контактового, регионального метаморфизма. Основными критериями последовательности процесса рудообразования являются:

1. Пространственные взаимоотношения выделенных типов руд. Гидротермально-осадочные руды - это рудные слои, согласные линзы (трансформированные при метаморфизме). Регенированные руды локализуются в участках наиболее сложного тектонического строения - на границах контрастных слоев, в экзоконтактах даек, в межбудинных пережимах, зачастую занимая секущее положение по отношению к гидротермально-осадочным рудам, но тесно совмещаясь с ними в пространстве.

2. Структурно-текстурные особенности. Гидротермально-осадочные руды обладают текстурами, отражающими их отложение в областях спокойной прибрежной седиментации и последующего диагенеза осадков. Это тонкослоистые, ритмично-слоистые, тонковкрапленные, конкреционные и микроконкреционные руды. Структу-



ры руд - глобулярная, сгустковая, цементоподобная, послойно  
вкрапленная. Регенерированные руды обладают брекчиевой, брек-  
чиевидной, прожилковой, почковидной текстурами; их структуры  
типичные для эпигенетичных руд. В процессе регенерации проис-  
ходит увеличение зернистости руд.

3. Соотношение метаморфизма и оруденения. Гидротермально-  
осадочные руды испытали метаморфизм байкальского, каледонско-  
го и герцинского тектоно-магматических циклов. В рудах развит  
комплекс преобразований слоистой среды (динамометаморфический  
структурный парагенезис) - складки ламинарного течения, кли-  
важ, будинаж, линейность, структуры пересечения кливажем сло-  
истости, птигмитовые жилы; развита перекристаллизация. Руды  
II типа также метаморфизованы, но в меньшей степени. В брекчи-  
евых рудах обломки зачастую представлены смятыми в складки  
слоистыми рудами, а цемент - переотложенной сульфидно-жильной  
массой. В свою очередь, такие руды также испытали динамомета-  
морфизм. Руды III типа (поздние регенерированные) практически  
не метаморфизованы. Руды II типа догерцинские, а III - послегер-  
цинские.

#### В.Н.СЕРГЕЕВ (Томское отделение). ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ АНАТОМИИ И МОРФОЛОГИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ.

Изучение закономерностей распределения трещинок (блоков,  
поверхностей скольжения) пластической деформации в рамках кри-  
сталлических зерен, их взаимоотношений с син- и эпигенетиче-  
скими элементами анатомического строения минеральных индиви-  
дов выявляет ряд онтогенических критериев последовательности  
формирования, позволяя проследить эволюционный путь их разви-  
тия в оригинальный сферокристалл, супериндивид или агрегат.

Проявление синкристаллизационных пластических деформаций  
в индивидах под влиянием тектонических нагрузок или термиче-  
ского удара приводят к одному из типов расщепления кристаллов  
(Сергеев, 1977). В друзовых полостях пластические деформации,  
проявляющиеся на заключительных этапах роста минералов иногда  
приводят к образованию кристаллов с блоково-мозаичными выпук-

льми и вогнутыми гранями.

Эволюционный путь от индивида к агрегату проходят минералы, растущие в специфических условиях некоторых полостей.

Схематично можно представить следующую последовательность формирования таких построек: зонально-секториальный кристалл → пластическая деформация → неравномерный рост блоково-ступенчатого индивида → скелетный рост и расщепление → рост параллельно-шестоватого агрегата из субиндивидов, обращенных в полость → пластическая деформация. "Субиндивиды" из параллельно-шестоватого агрегата по своей величине значительно превосходят постройку первых стадий роста и разориентированы с ней и между собой – таким образом, возникает морфогенетически единая кристаллическая постройка, эволюционирующая от индивида до агрегата.

При реконструкции первичного облика и анатомического строения ряда минеральных образований удалось обнаружить и доказать постепенный переход под воздействием различных метаморфизующих факторов, главным из которых является пластическая деформация, зонально-секториальных индивидов в своеобразные метаморфогенные сферолиты моно- и полиминерального состава с радиально-лучистыми и концентрически-зональными элементами (Сергеев, 1980).

Трещинки пластической деформации в кристалле-хозяине часто служат флюидопроводниками и местами кристаллизации для суб- и микроскопических зернышек и агрегативных скоплений поздних минералов. Лазерно-спектральное сканирование, реплики с извлечением в электронной микроскопии, рентгеноспектральные анализы иногда позволяют установить присутствие или обогащенность Ti, Ca, Mg, Mn и др. элементами деформированных и отсутствие их в ненарушенных участках кристаллов магнетита. При существовании в индивидах нескольких генераций трещинок пластической деформации возникает вопрос – с какой из них связано появление вторичных или мобилизованных первичных примесей, имелись ли первичные включения или собственно изоморфные примеси? Распределение систем трещинок пластической деформации в индивиде нередко делает возможным реконструкцию первичного строения индивида даже при отсутствии реликтов сингене-

тичных элементов анатомического сложения. Онтогенический подход позволяет решать подобные вопросы, используя локальные анализы и топоанатомический фон минеральных индивидов (Сергеев, 1979), появляются новые нюансы в формировании таких основных понятий минералогии, как "агрегат", "индивид" (Сергеев, 1978), изменяются представления о механизме формирования и трактовка генезиса ряда структурно-текстурных узоров агрегатов и картин анатомического сложения индивидов.

Н.С.СКРИПЧЕНКО, Г.В.РЯБОВ (Северо-Кавказское отделение). ПАРАЛЛЕЛЬНО-ВОЛОКНИСТЫЕ АГРЕГАТЫ В СВЯЗИ С ТРЕЩИНО- И РУДООБРАЗОВАНИЕМ.

Все разнообразие параллельно-волокнистых агрегатов, известных также как агрегаты второго рода, сводится к жильному и камерному типам. Те и другие отвечают онтогенической модели, описанной О.Мюгге, Д.П.Григорьевым и др. Жильные агрегаты представляют один из примеров в геологии, трассирующих механизм образования трещин. Динамическая модель изучавшейся системы трещин относится к случаю поперечных к слоистости трещин отрыва в рудоносном флишоиде (Жайремский район, Центральный Казахстан). В развитии трещин установлены две стадии: ранняя - соосных кулисных зародышных разрывов и поздняя - сплошных вертикальных к слоистости трещин, непрерывных от кровли к почве слоя. Зародышные разрывы характеризуются как трещины скалывания, ориентированные под углом от  $10^{\circ}$  до  $20^{\circ}$  к вертикальным трещинам. Карбонатный волокнистый агрегат в них строго перпендикулярен плоскости симметрии. Развитие трещин во вторую стадию заключается в объединении кулисных зародышей в единую поперечную трещину. Параллельно-волокнистый агрегат, выполняющий трещины второй стадии, имеет сигмоидальную форму. Изгибы агрегата фиксируют смену направлений приоткрывания трещины, что и послужило основой для создания динамической модели трещин отрыва.

Зародышные трещины рассматриваются как диплогенные трещины скалывания-отрыва. Их сколовая природа подтверждается прямолинейным пересечением ими галек любых типов. В то же время как

трещины отрыва они характеризуются строго поперечным приоткрыванием. Зародышные трещины комбинируются в виде систем, где места максимального приоткрывания каждой трещины расположены по единой оси, поперечной к слоистости. Любая кулисная трещина системы резко затухает вправо и влево от этой оси. Изучение динамики трещин отрыва с применением методов онтогенеза минералов позволяет сформулировать положение: трещины отрыва, возникающие при диагенезисе осадочных пород, зарождаются как линейные системы кулисных диллогенных трещин скалывания-отрыва. При дальнейшем развитии происходит перерождение этих систем в объединенные трещины отрыва.

Методика анализа стадийности развития параллельно-волокнистых жил была применена при изучении жил хризотил-азбеста. Здесь также выявляются соосные диагональные системы мелких жил первой стадии со строго поперечной ориентировкой волокон азбеста и системы выдержанных жил второй стадии с косо ориентированной волокнистостью. Ориентировка волокон, форма и расположение зародышных и кончных асбестовых жил под углом друг к другу отвечают предложенной двухстадийной динамической модели трещин отрыва.

В.Н.ТРУФАНОВ, С.А.КУНШЕВ, А.Г.ГРАНОВСКИЙ, А.Т.УШАК (Северо-Кавказское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ ТИПОМОРФНЫХ ПРИЗНАКОВ КВАРЦА В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ.

Комплексные структурно-морфологические, физические и термобарогеохимические исследования кварца ртутных, полиметаллических, колчеданных, молибдено-вольфрамовых и золоторудных месторождений Большого Кавказа, Центрального Казахстана, Якутии и Дальнего Востока показывают, что типоморфные признаки этого широко распространенного минерала подвержены значительным и вполне определенным флуктуациям в пространственно-временных координатах. Установлено, что структура кварца, его кристаллофизические и электрические параметры, количество и состав элементов-примесей, объемно-статистические характеристики флюидных включений и другие свойства за-

кономерно изменяются в процессе эндогенного рудообразования в пределах этапов и стадий минерализации, а также претерпевают направленную эволюцию в вертикальных разрезах рудных тел и месторождений от момента их возникновения до наших дней.

Так, например, при формировании кварцево-рудных минеральных ассоциаций, независимо от генетического типа месторождения, структура кварца изменяется во времени от менее совершенной микрогранулярной-коллоидной и новакулитовой к более совершенной-блоковой, кокардовой или идиоморфно-кристаллической. В этом же направлении возрастает прочность свойства минерала, его плотность, величина пьезоэффекта, уменьшается мультипликативное содержание элементов-примесей, снижается общее число флюидных включений в единице объема при одновременном возрастании их средних размеров и степени равновесности формы вакуолей.

Установленная закономерность обусловлена двумя главными причинами: 1) переходами кварцобразующих систем от менее равновесных к более равновесным состояниям в пределах стадий и этапов минерализации; 2) стремлением каждого минерального индивида к минимальному значению энтальпии ( в соответствии с первым началом термодинамики), реализуемым в геологические интервалы времени. Исследования в этом направлении представляют несомненный интерес в связи с разработкой новых критериев оценки и прогноза глубинного оруденения.

Л.Е.ФИЛИМОНОВА, Н.М.ЖУКОВ (Казахстанское отделение). КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ.

Опыты изучения гидротермально измененных пород и оруденения медно-порфировых месторождений Казахстана и знакомство с литературой показывают, что при расшифровке последовательности минералообразования для оруденения этого типа первостепенное значение имеет решение следующих вопросов.

I. Соотношение гидротермальных пород и оруденения. Тесная пространственная, структурная и геохимическая связь гидротермалитов и оруденения, взаимозависимость рудной и метасомати-

ческой зональности служат надежными критериями того, что они образовались одновременно, являясь продуктами генетически единого процесса, последовательно развивающегося в пространстве и времени.

2. Соотношение прожилков (штокверка) и метасоматитов одинакового минерального состава. На изученных месторождениях они одновременны. Это доказывается тем, что прожилки и метасоматиты одинакового минерального состава практически не встречаются в отрыве друг от друга. Секущие взаимоотношения между ними отсутствуют, метасоматиты развиваются от прожилков, являясь их продолжением. Характерные особенности минералов сохраняются. Часто один и тот же минеральный индивидуум развивается в прожилке и прилегающей породе.

3. Соотношение вкрапленной и прожилковой рудной минерализации. Для каждой конкретной зоны эти две текстурные разновидности оруденения одновременны и генетически едины. Об этом свидетельствует тождество парагенетических ассоциаций, одинаковые типоморфные особенности минералов, сходство в них микровключений и элементов-примесей.

4. Обоснование стадийности, отличие поли- и моноасцендентной зональности как одного из наиболее сложных вопросов при расшифровке последовательности минералообразования. Наиболее надежными критериями стадийности процесса служат неодинаковый структурный план развития различных типов рудно-метасоматической минерализации (пренито-биотито-кварцево-калишпато-сульфидная и серицито-сульфидная стадии на месторождении Актогай) и наличие брекчий с резко различной минерализацией в обломках и цементе (брекчии на турмалинизированном цементе). При моноасцендентной зональности внутренние зоны развиваются за счет внешних, что всегда отражается в соответствующих возрастных соотношениях минеральных ассоциаций. Химический состав метасоматитов от зоны к зоне изменяется закономерно. Развитие метасоматитов промежуточных зон за счет таковых внутренних и внешних (отмечаемое на большинстве медно-порфирировых месторождений мира развитие промежуточной филлитовой зоны за счет внешней пропилитовой и внутренней биотит-калишпатовой) служит убедительным критерием полиасцендент-

ности метасоматической зональности. На медно-порфировых месторождениях Казахстана метасоматическая зональность различных стадий (щелочной и кислотной) химически однотипна. В то же время отмечаются отличительные геохимические особенности, характерные для всех минеральных ассоциаций определенной стадии. Некоторые из таких особенностей являются "сквозными" для всех изученных месторождений (обогащение продуктов кислотной стадии свинцом и цинком).

#### И.Я.ЦЕНТЕР (Ленинград). ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КЛИНОПИРОКСЕНА В ПОРФИРОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ.

Предлагается опыт онтогенического анализа индивидов клинопироксена в порфировых вулканических породах (по материалам изучения мезо-кайнозойских эффузивов Малого Кавказа и микрозондового исследования пироксенов в них).

1. Разделение кристаллов на образовавшиеся в интрателлурическую и собственно эффузивную стадии корректно можно провести лишь сравнивая фации зон закалки и центральных частей одного и того же вулканического тела. Число вкрапленников остается постоянным по разрезу потока, размеры их могут увеличиваться при декристаллизации в центральных частях потока.

2. Критерием одновременного окончания роста вкрапленников и индивидов основной массы является наличие внешней зоны фенокристаллов по составу идентичной зернам основной массы. Это весьма распространенный вариант их временных соотношений. Однако, не во всех породах кристаллы более ранних поколений продолжают расти в эффузивную стадию, и даже не все кристаллы в одной породе.

3. В клинопироксенах наблюдаются три разновидности зональности. Первая указана в п.2. Вторая характеризуется наличием одной - двух зон, заметно отличающихся по составу от соседних и занимающих одинаковое положение внутри индивида относительно его границ. Обе разновидности относятся в зональности первого

порядка. В сочетании с ними, а иногда и самостоятельно, появляется третья разновидность, являющаяся зональностью второго порядка (Григорьев, Жабин, 1975, с.75). Зональность первой и второй разновидностей служит критерием одновременности (хотя бы частичной) роста кристаллов, в которых она проявлена.

4. Характер секториальности типа "песочных часов" также различен: 1) первоначально образовавшиеся скелетные формы в дальнейшем залеченные более поздним пироксеном (Strong, 1969, Wass, 1973); 2) сектора, образующиеся одновременно (что доказывается их соотношением с зональностью второй разновидности) за счет различия в скоростях роста граней. Секториальность первого типа надежно показывает состав двух разных поколений пироксена в породе.

5. Вариации составов изученных клинопироксенов (по результатам микронзондового и химического анализов) вероятно, не исчерпывают всего разнообразия, возможного в лавах разного состава, но показывают преобладающие тренды: от вкрапленников к индивидам основной массы (и для зональности первой разновидности) —  $Mg, Si \rightarrow Fe^{2+}, Ti, Al$  или  $Mg, Ca \rightarrow Fe^{2+}$  в базальтах разной степени насыщенности  $SiO_2$ ; для зональности второй разновидности  $Mg, Si \rightarrow Fe, Ti, Al$ ; для третьей —  $Mg, Si \rightarrow Al$ . Амплитуды изменения в лавах разного химизма различны (вплоть до идентичности вкрапленников и микролитов в редких случаях).

6. Рассмотренные в пунктах 1-4 критерии последовательности кристаллизации необходимо дополнить гранулометрической характеристикой исследуемых лав и описанием морфологии кристаллов выделенных классов крупности, а также индивидов с разным характером зональности и секториальности.

Л.Г.ШУКАЙЛО (Украинское МО). К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ.

При детальном изучении акцессорных минералов из миоценовых кварцевых диоритовых порфиритов массива Варгедь (Закарпатье, Вышковское рудное поле) установлено:



1. Апатит (фторапатит) представлен бесцветными прозрачными чаще всего среднепризматическими кристаллами, в ограничении которых обычно принимают участие грани  $\{101\}$ , иногда и  $\{112\}$ . Встречаются во всех породообразующих минералах, в особенности в гиперстене, а также в цирконе и ильмените. Кристаллы апатита содержат только включения расплавов, раскристаллизованные или аморфные. Преобладают включения каплевидной и трубчатой формы. В большинстве включений присутствует газовый пузырек (около 10% объема), гомогенизация последних наступает при температуре 1260–1310°C. С помощью оптических методов и определений на микрозонде установлено, что кристаллическая фаза расплавных включений в апатите имеет состав хлоритов или гидрослюд. Соответственно наблюдается контрастный состав сингенетических микронных каплевидных включений. Включения с хлоритами имеют состав характерный для ультраосновных пород, валовый состав включений с гидрослюдой соответствует составу вмещающих кварцевых диорит-порфиритов. Содержание кремнезема в стекле включений колеблется от 48,7 до 65,6%.

2. Циркон представлен прозрачными светлорозовыми как коротко-, так и длиннопризматическими кристаллами с гранями  $\{111\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{131\}$ . Среднее удлинение кристаллов составляет 2,368. Гистограммы удлинений кристаллов характеризуются наличием, кроме одного четко выраженного, нескольких максимумов. С помощью метода катодолюминесценции установлено сложное полизональное внутреннее строение кристаллов циркона. Наблюдается скелетная форма кристаллов. На основании микроскопической диагностики и исследований с помощью микрозонда в кристаллах циркона установлены твердые включения апатита, ильменита, гиперстена, кварца, циркона, хлорита, гидрослюды и включения расплавов. Последние состоят из стекла или стекла с пылеватыми частицами ильменита и газового пузырька (около 10% объема). Для стекла включения характерны содержания кремнезема от 80.85 до 89.11%. В среднем состав включений соответствует микропегматитам или аплитам. При нагревании до 1500°C полной гомогенизации включений расплавов не наблюдалось.

3. Апатит является наиболее ранним минералом магматогенной кристаллизации. Циркон характеризуется длительным перио-

дом формирования, но основная его масса выделилась в заключительные этапы интрателлурической кристаллизации магмы совместно с ильменитом.

4. Температура гомогенизации включений расплавов в акцессорных минералах является ненадежным критерием определения последовательности их образования. В соответствии с экспериментальными исследованиями (Хетчиков и др., 1979), температуры гомогенизации включений расплавов могут существенно зависеть от их состава.

5. Степень идиоморфизма, внутреннее строение, состав включений акцессорных минералов являются наиболее важными и надежными критериями для установления времени и последовательности их выделения из магматического расплава.

Г.А.ЮРГЕНСОН (Читинское отделение). НАПРАВЛЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРОЕНИЯ АГРЕГАТОВ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА МАЛОГЛУБИНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК КРИТЕРИЙ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕГО ФЛИИДА.

В месторождениях малоглубинных формаций широко развиты ритмично-слоистые текстуры существенно кварцевых (кварцево-адуляровых с золотом, кварцево-сульфидно-карбонатных, кварцево-каолинито-гидрослюдистых, кварцево-касситеритовых, кварцево-адуляро-сульфидных и др.) агрегатов, являющихся следствием быстрой кристаллизации.

Жилы слагаются сериями ритмов различной сложности. Сложные ритмы характерны для начала процесса затвердевания и кристаллизации из густых рудно-алюмосиликатно-кварцевых флюидов. В конце кристаллизации преобладают простые ритмы. Жила может состоять из одного или серии полных микроритмов. В каждом микроритме ранние агрегаты являются относительно тонкозернистыми по отношению к поздним, они выделяются в последовательности: тонкослоистые, массивно-слоистые, массивные, массивно-шестоватые, пластинчатые и гребенчатые (друзовидные). Тонкослоистые и массивно-слоистые агрегаты также представляют собой ритмично-слоистые постройки, являющиеся фрагментами макроритмов, но сложенные практически агрегатами такого же строе

ния, наблюдать которые можно лишь при детальном их изучении. В целом, в каждом разрезе любой жилы наблюдается направленный многократно ритмично-повторяющийся квантованный процесс кристаллизации, происходящий на фоне уменьшения температуры, общей концентрации компонентов рН. Относительные концентрации компонентов изменяются ритмично, будучи взаимосвязанными с изменениями рН в каждый из конкретных моментов эволюции флюида.

Изменение текстур агрегатов сопровождается изменениями состава и свойств агрегатов и индивидов. В слоистых агрегатах от оснований слоев к их верхним частям уменьшаются концентрации Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Sn, Fe, K, N, Al, Li, (OH). В макроритмах эта изменчивость имеет ритмичный характер.

Главная масса рудного материала (сульфиды, сульфосоли, золото, серебро, касситерит) выделяется в начальных стадиях процесса в моменты относительно резких изменений рН и концентраций и локализована в узких зонах конца выделения материала раннего ритма и начала последующего. К концу процесса увеличивается доля структурных примесей. В этом же направлении ритмично увеличивается степень совершенства кристаллического строения, интенсивность ТЛ. Ритмично изменяются и другие свойства.

В вертикальном разрезе жил количество ритмично-слоистых агрегатов уменьшается с глубиной. В то же время на фоне этого изменения в центральных частях рудных жил также наблюдаются участки с минимумом распространённости ритмично-слоистых агрегатов. В верхних половинах рудных жил наблюдается обратная вертикальная температурная зональность, обусловленная центростремительной кристаллизацией. По времени образования верхние части жил в одних случаях оказываются ранними, а в других, — в связи с наложенными высокотемпературными процессами, — поздними.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ  
ПОРОД И РУД В РАЗЛИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ  
ЭПОХИ

К.А.АБДРАХМАНОВ (Казахстанское отделение). ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В РАЗЛИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ.

Ведущими критериями генетического расчленения гранитоидов являются их общая щелочность и кали-натровое отношение. В соответствии с этим могут быть выделены следующие типы гранитов по щелочности: плагиограниты, нормальные граниты, глиноземистые лейкограниты, аляскиты, субщелочные аляскиты, щелочные граниты.

В петрохимической серии плагиогранит-гранит-лейкогранит-аляскит-субщелочной аляскит-щелочной гранит намечаются две тенденции. Первая тенденция, фиксируемая в полусерии плагиогранит-гранит-лейкогранит-аляскит, характеризуется синхронным ростом общей и калиевой щелочности (от 5,5-6,0% до 8,3%) и кремнекислотности (от 69-71% до 76,5%) пород на фоне уменьшения содержаний окислов кальция (до 0,4%), магния (до 0,3%), железа (до 1,5%) и алюминия (до 12,3%). Кали-натровое отношение возрастает от 0,6 в плагиогранитах до 1,2 в аляскитах. Вторая тенденция намечается в полусерии аляскит-субщелочной аляскит-щелочной гранит и проявляется в дальнейшем увеличении общей щелочности от 8,3% в аляскитах до 9,5% в щелочных гранитах на фоне уменьшения кали-натрового отношения вплоть до равных содержаний  $K_2O$  и  $Na_2O$ , при одновременном понижении кремнекислотности (от 75,5% до 72,5%) пород и повышении содержаний  $CaO$ ,  $MgO$  и особенно  $FeO + Fe_2O_3$ .

Петрохимические типы гранитов характеризуются закономерным распределением породообразующих окислов и представляют эвтектики разной щелочности-основности. На диаграммах  $An-Ab-Or-Qu$  и  $Ab-Or-Qu$  петрохимические типы гранитов занимают определенные поля в закономерной последовательности, смещающиеся к ортоклазовому углу. Это смещение полей фиксирует смену в процессе гранитообразования кварц-плагиоклазовой эвтектики кварц-

плагноклаз–ортоклазовой и затем кварц–ортоклазовой по мере возрастания общей и калиевой щелочности петрохимических типов Плагногранитная, нормальногранитная и калиевогранитная эвтектика варьирует по нормативному составу в зависимости от потенциалов щелочей. Природа гранитного контура на диаграмме  $Ab-Qz-Qt$  полученного О.Таттлом (1958) по составу 362 гранитоидных пород, может быть интерпретирована как совокупность эвтектических типов гранитов по щелочности–основности. С этих позиций эвтектическая модель гранитообразования (Tutte, Bowen, 1955, 1958) не противоречит модели гранитообразования под действием интрателлурических щелочных флюидов. Петрохимические типы гранитов как эвтектики разной щелочности–основности могут выплавляться только при заданном режиме щелочей в гранитообразующих флюидах.

Петрохимические типы гранитов закономерно взаимосвязаны во времени и в пространстве, возникая в определенной возрастной последовательности в виде вертикальных рядов и проявляя латеральную вариацию в виде серий (табл. I).

Таблица I

Возрастные ряды и латеральные серии петрохимических типов гранитов Казахстана

Возрастные ряды	Латеральные серии			
	I	II	III	IV
Калиевый гранит	глиноземистый лейкогранит	аляскит	субщелочной аляскит	щелочной гранит
Нормальный гранит	калиевый гранит низкой щелочности–основности	гранит умеренной щелочности–основности	гранит повышенной щелочности–основности	натриевый гранит высокой щелочности–основности
Плагногранит	Калиевый плагногранит низкой щелочности–основности	плагногранит умеренной щелочности–основности	плагногранит повышенной щелочности–основности	натриевый плагногранит высокой щелочности–основности

Выделенные петрохимические типы гранитов проявлены независимо от возраста и типа структур, и их развитие связано с закономерной эволюцией щелочности интрателлурических флюидов в области гранитообразования. Они проявились в различные геологические эпохи и различались только способом формирования (автохтонно-магматическом, автохтонно-магматическим и аллохтонно-магматическим) и характером взаимосвязи с вмещающей рамой.

В отличие от петрохимических типов гранитов по щелочности гранитоиды повышенной основности (диорит-гранодиоритового состава) петрохимически неоднородны и в их формировании существенна роль осадочно-метаморфического субстрата, состав которого видоизменялся во времени и по латерали.

Е.П. АКУЛЫШИНА (Западно-Сибирское отделение). ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОГЕНЕЗА.

Изучена глинистая фракция осадочных пород позднего докембрия и фанерозоя Русской платформы, Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы, межгорных впадин Саяно-Алтайской области и других районов, выяснены её состав и ряд химических и кристаллохимических параметров. Показано, что процессы выветривания в областях размыва характеризуются такими отношениями как  $Al_2O_3:Na_2O$ ;  $K_2O:Na_2O$  и  $Al_2O_3:TiO_2$ , удаленность от береговой линии бассейна -B:Ca и B:Li, а степени постседиментационных изменений -A:B и  $\omega$ .

Распределение этих показателей от рифея до мезозоя позволяет сделать вывод о постепенном затухании интенсивности выветривания, многократном чередовании гумидных и аридных эпох, а также существенных колебаниях береговых линий морских бассейнов.

Р.Б. БАРАТОВ, Л.Н. АФИНОГЕНОВА, Р.Н. САЛЬНИКОВА (Таджикистанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ХОДЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГИССАРО-АЛАЯ И ПАМИРА.

I. Особенности процессов рудообразования, их закономерное необратимое развитие во времени определяются, как и для взаимосвязанных с ними других геологических процессов, изменением

тектонического режима, обусловленным глубинным строением регионов. Для рудообразования главенствующее значение имеют размещение в вертикальном разрезе земной коры и верхней мантии рудогенерирующих очагов и их миграция по вертикали в определенные этапы геосинклинального развития.

2. В рассматриваемых геосинклинально-складчатых областях Северного Памира, Гиссаро-Алая и Южного Памира, независимо от времени и типа геосинклинального развития, отмечается аналогичная направленность процесса рудообразования, в результате чего проявлены в определенные этапы развития сходные магматические и рудные образования: в ранние этапы – вдоль глубинных краевых разломов проявлены рудные ассоциации Fe-Cu-Au(Ag), Ni-Pt (?), Fe-Cu, W в связи с мантийными источниками базальтоидной магмы и рудного вещества; в раннеорогенную стадию – в стабильных поднятиях проявлены рудные ассоциации Sn-W,

Mo-W, B-Sn-Pb, генетически и парагенетически связанные с внутрикоровыми гранитоидными магмами; в позднеорогенную стадию снова происходит перемещение очагов в низы земной коры и в верхнюю мантию – вдоль глубинных разломов формируются малые интрузии гранитоидов повышенной основности в гипабиссальных условиях и средне-основные вулканы, проявлены рудные ассоциации Au-W, Hg-Sb иногда Ag-Pb. Рудные ассоциации палеоген-неогенного этапа тектоно-магматической активизации Ag-Pb, Pb-F приурочены к секущим все складчатые структуры предыдущих этапов развития поперечным глубинным разломам и связаны с щелочными интрузиями либо не обнаруживают связи с магматическими породами.

3. Интенсивность оруденения находится в зависимости от типа и времени геосинклинального развития области: рудные ассоциации раннего этапа наиболее полно и широко проявлены в герцинидах Северного Памира (эвгеосинклиналь), меньше – Гиссаро-Алая (фланг эвгеосинклинали) и практически отсутствуют в области Южного Памира с мощной континентальной корой; рудные ассоциации раннеорогенной стадии наиболее мощно проявлены в киммеридах Южного Памира и значительно слабее в герцинидах Северного Памира и Гиссаро-Алая; рудные ассоциации позднеорогенной стадии преимущественно развиты в областях с повышенной мощностью коры.

4. Слабое проявление рудных ассоциаций в областях со значительной (киммериды Южного Памира) и повышенной (герциниды Гиссаро-Алая) мощностью коры, таким образом, в какой то мере, компенсируется достаточно интенсивным в конце орогенного этапа развитием сходных по составу рудных ассоциаций, но локализованных на небольших глубинах и образующих иные рудные формации. Этим подчеркивается цикличность процессов рудообразования в геосинклиналях.

#### Г.А.БЕЛЕНИЦКАЯ (Ленинград). БЫЛЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И СЛЕДСТВИЯ).

Мощные галогенные формации в настоящее время известны лишь среди недислоцированных толщ фанерозоя и верхнего венда. Однако многие данные приводят к выводу, что они присутствовали и среди ныне дислоцированных отложений, в том числе докембрийских, но затем были разрушены, вынесены разными способами и частично перестроены (Беленицкая, 1979) или в ходе тектономагматических событий последующего развития (геосинклинально-складчатого постплатформенной активизации), или (и) в результате выветривания. Наиболее масштабными и яркими свидетельствами их бывшего наличия (помимо реликтовых фрагментов разного масштаба) являются следующие:

I. Образования типа нерастворимого остатка на месте бывшего залегания галогенных масс, на путях их перемещения или в зонах выноса. В настоящее время большинство из них обычно причисляют к группе тилитоподобных. Между тем, все показатели этих образований, служащие для этого основанием (Н.М.Чумаков и др.), имеют эквивалентные в разрезах эвапоритовых комплексов: одни - на участках из спокойного залегания, другие - в зонах перемещения (соляные диапиры и их кепроки, "соляные глетчеры", "соляной меланж" и т.д.). В то же время в них обнаруживаются и такие особенности, которые уже определенно свидетельствуют в пользу связи с эвапоритами и против ледниковой природы; в частности следующие: а) аналогия с ныне существующими галогенными формациями по тектонической позиции в периоды накопления (былые крае-



вые системы платформ, передовые, межгорные прогибы, авлакогены, глубокие зоны прогибов миогеосинклинального типа и др.), а также по типу формационных ассоциаций; б) сходство общей палеогеографической обстановки и характера фациальных переходов, в том числе с известково-доломитовыми, красноцветными, углеродистыми, кремнистыми и др. отложениями; в) иногда смежное нахождение с одновозрастными галогенными толщами; г) некоторые особенности состава и строения, нередко — отпечатки солей и сульфатов; д) проявления рассолов в зонах глубокого залегания; е) закономерные связи с рядом рудных образований (фосфориты, железные, марганцевые, полиметаллические, медно-никелевые руды, комплекс руд щелочных пород и др.), часть из которых сходны с отмеченными (С.М. Корневский и др.) для галогенных формаций. Устанавливается ряд стратиграфических уровней максимального, практически глобального, распространения рассматриваемых образований. Основные из них  $PR_1$ ,  $R_{3-4}$ ,  $PZ_3$ .

2. Ряд образований среди покровно-надвиговых и обвально-оползневых отложений, несущих те или иные признаки участия галогенных масс. Некоторые из них ранее интерпретировались также как тиллиподобные.

3. Группа следствий химического ряда: а) аномально высокое обогащение пород  $Na, K, S, Cl$ , в меньшей мере  $B, F, Sr, Ba$  и др. (различные типы преобразований щелочной направленности, региональные аномалии серы сульфатной, сульфидной и элементарной и др.); б) сопряженный со щелочными преобразованиями вынос высококонцентрированных хлоридных растворов  $Fe, Mg, Ca, Mn$  и др. (красноцветные отложения, хлоридные рассолы и др.); в) влияние на локализацию ряда рудных образований, в частности упоминавшихся, и т.д.

Между всеми перечисленными разнородными образованиями — механическими — повсеместно устанавливаются отчетливые пространственные и временные взаимосвязи.

А.И.БЕЛКОВСКИЙ, И.Н.ЛОКТИНА (Уральское отделение).ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ БЛАСТОМИЛОНИТОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ.

Во многих докембрийских эклогит-сланцевых комплексах СССР (Чесноков, 1959; Ефимов, 1964; Белковский, 1969; Москалев, 1973; Добрецов, 1974), Норвегии (Henley, 1970) и Северной Корсики (Dal Piaz, Zirolli, 1979) установлен особый генотип кристаллических сланцев, образовавшихся в результате ослуждения и окварцевания эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов. В качестве реликтовых образований в них отмечены хлормеланит, глаукофан, Na- амфиболы, гроссуляр-альмандин, рутил, ильменит; новообразованные ассоциации представлены маргаритом, смешанно-слойнными образованиями маргарита+парагонита, фенгита+парагонита, парагонита+фенгита политипов  $2M_1, 2M_1+3T$  и  $3T$ , фенгитом  $2M_1$ , хромовым фенгитом  $3T$ , высокоглиноземистым гастингситом, низкомагнезиальным альмандином с 24-18% кальциевого компонента, клиноцоизитом, цоизитом и кварцем. Длительная сохранность в метасоматических сланцах реликтовых минералов эклогитов, экспериментальные данные по отдельным парагенезисам апоэклогитовых диафтортитов (Franz, Althaus, 1978) позволяют выделить их в особый тип высокобарических бластомилонитов. Подобного генезиса бластомилониты исключительно широко развиты на Среднем Урале в составе уфалейского эклогит-сланцевого комплекса (Белковский, Локтина, 1978). Детальное изучение минералогии основных типов горных пород уфалейского комплекса позволило установить общие закономерности диафтореза внекорковых эклогитов - замещение эклогитовых парагенезисов слюдяно-кварцевыми ассоциациями происходит в условиях кварц-парагонитовой и кварц-фенгитовой фаций глубинного кислотного выщелачивания (Звягин, Соболева, Белковский, 1973), с понижением  $P_{T-X}$ -условий натриевые фации бластомилонитов сменяются калиевыми (Белковский, Локтина, Ленных, 1976). Эти закономерности отражают главные стадии минералообразования высокобарических бластомилонитов и логично объясняют относительную редкость, а иногда и полное отсутствие реликтовых минералов эклогитов в бластомилонитах с фенгитом. Постоянная ассоциация высокобарических бластомилонитов с глубинными ульт-

рамафитами и эклогитами указывает, что в генетическом отношении такие диафториты могут являться продуктами метасоматической переработки внекоровыми флюидами эклогитизированных участков меланократового фундамента многих палеозойских эвгеосинклиналей (Белковский, Царицын, Локтина, 1980). Такое предположение вполне допустимо; если учесть данные, указывающие на широкое развитие в эклогит-сланцевых комплексах гнейсовидных плагиогранитов, метасоматически замещающих как эклогиты, так и сопровождающие их бластомилониты.

Появление высокобарических бластомилонитов в нижних частях разреза меланократового основания палеозойских эвгеосинклиналей отвечает наиболее ранним стадиям перехода древней океанической коры в континентальную. Стадия плагиогранитного метаморфизма полихронных высокобарических бластомилонитов формирует "зрелую" континентальную кору, возраст которой, определенный геохронологическими методами, составляет 1400–1200 млн. лет (Минеев, 1959; Овчинников, 1960; Ефимов, Данилов, 1963). Вполне естественно, что минеральный состав докембрийских высокобарических бластомилонитов резко отличается от состава апелитовых кристаллических сланцев, широко распространенных в каледонских и альпийских складчатых сооружениях Центральной Европы, Британских островов, Восточной Гренландии и ряда районов СССР (Guillard, 1958; Zwart, 1959; Anderson, 1960; Haller, 1956; Добрецов и др., 1974). В свете изложенного становится очевидным, что выделение метаморфической зональности типа Барроу в ряде эклогит-сланцевых комплексов с высокобарическими бластомилонитами (Кейльман, 1967; Мельников, 1972) проведено некорректно.

#### Н.А. БЕСПАЛЬКО (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА.

Изучены щелочные полевые шпаты (ЩШ) гранитов от геосинклинальных до платформенных типов (комплекс рапакиви) и метасоматитов.

В геосинклинальных (кировоград-житомирских и осницких гранитах) развиты непертитовые решетчатые микроклины с близкими

концентрациями калия II,5 и IO,95% и натрия I,27 и I,25%, рубидия 246 и I90 г/т соответственно, различающимися содержаниями бария - 2047 г/т у Кировоград-житомирских и 977 г/т у осноцких.

В платформенных гранитах комплекса рапакиви IIIIII представлены нерешетчатыми микроклин-пертитами, которые отличаются резким повышением содержания натрия, образующего в них пертитовую фазу, падением концентрации бария и стронция и повышением концентрации рубидия. Причем если концентрация натрия почти постоянна в ряду от собственно рапакиви к наиболее поздним биотитовым лезниковским и сырницким гранитам и составляет 2,54-2,69%, то концентрация рубидия в этом же направлении последовательно возрастает от 349 до 770 г/т, а бария падает от I466 г/т в рапакиви до 390 г/т в сырницких гранитах.

В комплексе пержанских метасоматитов, генетически связанных с гранитами рапакиви, IIIIII представлены нерешетчатыми микроклин-пертитами и небольшим количеством позднего тонкорешетчатого микроклина и амазонита. В микроклин-пертитах концентрации натрия меняются в зависимости от стадии метасоматоза от I,92% в апогранитах до 2,45% в щелочно-сиенитовых метасоматитах. На заключительных стадиях процесса образуются малонатровые микроклины и амазониты, содержащие 0,6% натрия.

В IIIIII метасоматитов еще заметнее тенденция уменьшения концентрации бария от 322 г/т в сиенитах до 79 г/т в редкометалльных пертозитах и резкого накопления рубидия от I770 г/т в апогранитах до I840 г/т в пертозитах. Микроклины поздней генерации содержат в среднем 2275 г/т рубидия, а амазониты 2330 г/т.

Кроме рассмотренных элементов в IIIIII метасоматитов накапливаются элементы, указывающие на рудную специализацию. Так, в микроклин-пертитах пертозитов наблюдается десятикратное повышение концентрации марганца (I44г/т), титана (344г/т) и др. элементов, входящих в состав рудных минералов метасоматитов.

В процессе геологической истории района в IIIIII происходит постепенное разделение калия и натрия и образование ими самостоятельных фаз, вытеснение бария рубидием, который неуклонно накапливается при переходе от глубинных зон к более высоким горизонтам коры.

И.А.БОГУШ (Северо-Кавказское отделение). ГЕРЦИНСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ДИСУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА КОЛЧЕДАНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА.

Пирит является наиболее информативным и распространенным минералом колчеданных провинций. Он обладает широким интервалом морфологических, структурных, физических (твердость, термо-э.д.с.; электропроводность, температуры декрепитации, изотопный состав серы и т.п.) показателей. В пределах этих интервалов выделяются отдельные зоны показателей, характеризующие конкретные генетические типы пирита. Такие качества пирита делают его незаменимым при генетическом (минералогенетическом) анализе колчеданного рудогенеза.

На основании данных минералогического картирования колчеданных месторождений Сев.Кавказа (Худесское, Урупское, Быковское, Власенчихинское, Скалистое, Первомайское, Водораздельное, Даутское) и многочисленных колчеданопроявлений выделены следующие генетические группы пиритов с соответствующими типоморфными показателями: 1-осадочный (осадочно-диагенетический), 2-автобластический, 3 - гидротермально-метасоматический, 4-гидротермальный выполнения, 5-метаморфогенный.

В генетически сложных комбинированных и полигенных колчеданных залежах подавляющее большинство зерен и кристаллов пирита являются сложными полигенными образованиями, отражающими общий ход закономерностей преобразования окружающей геологической среды. С помощью методов и приемов учения об онтогении минералов, следуя хронологическому порядку перехода одного типа пирита в другие, выделяют я две основные линии генетической эволюции пирита в ходе герцинского тектогенеза: 1. Осадочные дисульфиды железа - диагенетический пирит (марказит) - автобластический пирит - метаморфизованный пирит - метаморфогенный пирит. 2. Гидротермально-метасоматический пирит - метаморфизованный пирит -метаморфогенный пирит.

Современное состояние палеозойских колчеданных руд характеризуется преобладанием разностей пирита, тяготеющих к конечным членам генетических рядов. В заключительные циклы герцин-

ской истории развития колчеданных руд в небольших количествах проявляются постметаморфогенные регенерационные гидротермальные формы пирита.

Несмотря на многочисленные и интенсивные пострудные трансформации пиритов колчеданных руд Северного Кавказа, в них в 90-92% случаев сохранились частично первичные генетические признаки, доступные для обнаружения современными методами исследований. Минералогенетический анализ пиритов позволяет во многих случаях преодолеть известную конвергентность колчеданного оруденения.

#### Л.П.ВЕГАСОВА (Камчатское отделение).СОВРЕМЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ЗОНАХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ).

На действующих вулканах при участии вулканических газов образуется своеобразная группа минералов, составляющих возгоны. Основными определяющими условиями образования этой группы минералов являются относительно высокие температуры – высший предел 1200°C и нормальное атмосферное давление. Вулканические возгоны привлекают к себе внимание как косвенный источник ценных сведений о составе эруптивных газов, о форме химических группировок в них и о способах переноса и концентрации различных элементов магмы.

Крупнейшее в истории Курило-Камчатского пояса базальтовое Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) началось 6 июля 1975 года и продолжалось в течение более полутора лет. По времени, месту и характеру проявления извержение делится на Северный (СП) и Южный (ЮП) прорывы. На протяжении указанного периода времени в районе СП и ЮП систематически проводились комплексные наблюдения, в том числе наблюдения за вулканическими эксгаляциями. Рассматриваемый период наблюдения характеризует начальную стадию остывания лав, которая сопровождалась интенсивной дегазацией, в условиях продолжавшегося эффузивно-эксплозивного этапа извержения.

Основные выводы, вытекающие по данным изучения минерального состава возгонов ранней фумарольной деятельности на лавовых полях СП и ЮП.

1. Состав возгонов БТИ на начальной стадии остывания лавовых масс в условиях продолжавшегося эффузивно-эксплозивного этапа извержения является типичным для эксгаляций из базальтовых лав;
2. В ходе извержения наблюдается эволюция вещественного состава возгонов БТИ;
3. Исходя из химического состава фумарольных минералов, наиболее характерными компонентами газовой составляющей лав являются  $Cl \gg F \gg S$ , а также  $NH_3, Na, K, Cu$  и в меньшей степени  $Fe, Al, Ca, Mg$ ;
4. Фумарольные минералы являются концентраторами многих металлов, содержащихся в вулканических газах и, в частности,  $Pb, Zn, Ag$ , а также  $Tl, Bi, As, Mo, Au, In, Sn$  и в меньшей степени  $V, Ti, Cz, Ni, Co, Cd, Ge, Sz, Zr, Ba$ .  $Cu, Pb, Zn, Ag$  характеризуют специализацию эксгаляций над очагами магмы основного состава.

Н.Н.ВЕСЕЛОВСКИЙ (Кольское отделение), Г.П.Шабалдин (Ленинград).  
ОСОБЕННОСТИ АСБЕСТООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ  
КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА.

Сравнительный анализ асбестоносности гипербазитов различных комплексов и структурно-формационных зон Карелии и Кольского полуострова позволяет выявить характерные особенности и наметить общую тенденцию эволюции асбестообразования в разновозрастных ультрамафитах региона.

К древнейшим (раннеархейским) асбестоносным ультрамафитам относятся небольшие по размерам тела, сложенные вторичными породами пироксен-амфиболового, флогопит-карбонат-антофиллитового состава, согласно залегающие в глубокометаморфизованном беломорском комплексе гнейсов, амфиболитов и магматитов. С ними связаны многочисленные, но мелкие проявления антофиллит-асбеста в Северо-Западном Беломорье (Керетьское, Плотина и др.).

Более поздними архейскими образованиями являются гипербазитовые массивы Нотозерского, Северо-Карельского, Южно-Варзугского поясов, залегающие в полиметаморфических гнейсо-сланцевых толщах лопия или в зонах их сочленения с беломоридами.  $P_{a3}$

личные по размерам, нередко будинированные тела метагипербазитов с антофиллитасбестовой минерализацией обладают сходным зональным строением и высокомагнезиальным составом исходных пород дунит-гарцбургитового ряда. По конституции и характеру метаморфических преобразований некоторые массивы этого типа близки метаультрамафитовым ассоциациям Финляндии и Урала с промышленными масштабами антофиллит-асбестового оруденения.

К раннепротерозойским (карельским) комплексам относятся наиболее крупные асбестоносные массивы основных и ультраосновных пород, залегающие в осадочно-вулканогенных толщах зеленосланцевой фации метаморфизма. С серпентинитами в таких массивах связаны значительные по размерам зоны хризотил-асбестовой, а участками ( в Печенгских, Кеуликском, Прихибинском, Гайкольском, Вошминском) и тремолит-асбестовой минерализации.

В измененных оливинитах каледонских щелочно-ультраосновных массивов (Ковдорского и Лесной варакы) выявлено развитие редкой в природе режикит- и рихтерит-асбестовой минерализации.

Таким образом, в восточной части Балтийского щита магнезиально-железистые амфиболовые асбесты, широко развитые в архейских гипербазитах, сменяются в протерозойских ультраосновных породах кальциевыми, а в палеозойских- натриевыми амфибол-асбестами. Серпентиновые асбесты получили широкое развитие лишь в ультрамафитах протерозойского возраста. Эти особенности асбестообразования, отражающие принципиальные различия в строении составе, характере и степени метаморфизма ультраосновных пород различного возраста и формационного типа, необходимо учитывать при направлении геолого-поисковых работ.

А.М.ДЕМИН(Московское отделение). ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА.

1. Анализ геолого-петрографических материалов структурно-формационных зон Центрального Кавказа показывает, что Герцинский цикл в этом районе полициклического Средиземноморско-Гималайского геосинклиально-орогенного пояса наиболее полно развит и серия формаций его чрезвычайно разнообразна. Развитие цикла



захватывает время от силура до триаса и делится на две стадии — геосинклинальную (силурийско-нижнекаменноугольную) и орогенную (среднекаменноугольно-нижнетриасовую).

2. По особенностям формирования и минеральному составу горных пород и связанных с ним рудопроявлений выделяются группы формаций геосинклинальной и орогенной стадий. К первой группе относятся среднепалеозойская контрастно-дифференцированная плагиолипарито-базальтовая (спилито-кератофировая), слабодифференцированная андезито-базальтовая, ультрабазитовая, габброплагиогранитная и сиенито-диоритовая формации. К группе формаций орогенной стадии относятся липаритовая среднекаменноугольного возраста зоны Передового хребта, гранитная зоны Скалистого хребта средне-верхнекаменноугольного возраста, пермская трахилипаритовая зоны Передового хребта, гранито-батолитовая формация зоны Главного хребта, и позднеорогенная формация гипабиссальных интрузий зоны Передового хребта.

3. Формирование магматических формаций геосинклинальной стадии сопровождалось региональной альбитизацией, а формирование формаций орогенной стадии сопровождалось региональной микроклинизацией.

4. Формации отличаются друг от друга не только по вещественному составу и геологическому положению, но и по характеру с ними связанных рудопроявлений.

#### У.Г.ДИСТАНОВ (Казанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО КРЕМНЕЗЕМА В МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ.

В мезозойско-кайнозойский этап развития земной коры интенсивность кремненакопления во времени была неоднозначной. В платформенных водоемах она максимально проявилась в сантон-кампанский века, палеоценовую, ранне- и среднеэоценовую эпохи. В сантон-кампанские века отложение карбонатно-кремнистых осадков происходило в пределах обширных окраинных частях Восточно-Европейского, Западно-Сибирского, Средне-Европейского и Англо-Парижского бассейнов. Преобладающим типом пород являются опоки, трепелы, карбонатно-кремнистые образования, мел-мелгельные породы с кремнями. Кремненакопление было заметным и в бассейнах

Северо-Африканской и Аравийской платформы. В палеоцен-эоценовые эпохи накопление высококремнистых осадков активно протекало в Восточно-Европейском и Западно-Сибирском бассейнах, наблюдалось оно и в пределах других платформенных бассейнов (Среднеазиатском, Северо-Африканском и др.).

В геосинклиналях Тихоокеанского складчатого обрамления кремнистые породы связаны в основном с отложениями миоцена и плиоцена; толщи диатомитов, туфо-диатомитов, опок и т.п. мощностью до 200-300 м и более характерны для районов Камчатки, Сахалина, Калифорнии и др. В пределах Альпийско-Средиземноморской складчатой системы, кремнистые породы связаны с отложениями олигоцена, миоцена и плиоцен-антропогена, а в пределах складчатой системы Анд - с отложениями миоцена и позднего плиоцена.

Тесная связь кремнистых пород с конкретными стратиграфическими уровнями, планетарный или крупный региональный характер выявленных закономерностей не случаен. Как свидетельствуют данные А.Д.Архангельского, В.П.Казаринова, Ю.П.Казанского, И.В.Хворовой и др. (что подтверждается и результатами детальных литолого-палеогеографических исследований) источником кремнезема в условиях платформенного седиментогенеза являлись в основном продукты интенсивного химического выветривания пород суши, основные этапы кремненакопления отвечали трансгрессивным стадиям развития регионов, условиям влажного жаркого климата. В геосинклинальных морях кремненакопление связано с этапами активного вулканизма.

В условиях диагенеза, катагенеза и гипергенеза происходила трансформация, кристаллизация первичного опалового кремнезема через метастабильную фазу опал-кристобалита в  $\alpha$ -кристобалит и  $\alpha$ -кварц. На интенсивность и характер процессов раскриталлизации помимо времени влияли такие факторы, как давление, температура, pH иловых и др. вод, характер защитных органико-минеральных оценок, состав сопутствующих компонентов (карбонатов и т.п.) и др. В целом кварц-калцедоновые породы более характерны для юрских-раннемеловых отложений, опал-кристобалитовые и опаловые - для кайнозойских. Опoki и трепелы представлены преимущественно опал-кристобалитами и кристобалитом, диатомиты - рентгено-аморфным опалом.

Месторождения меди образуются при различных магматических, осадочных, метаморфических процессах, а также при процессах выветривания, что обуславливает многообразие геологических условий их нахождения. Однако число рудных формаций, месторождения которых достаточно многочисленны и имеют существенное промышленное значение, невелико и практически сводится к семи типам. С магматическими процессами связаны месторождения сульфидных медно-никелевых руд в базитах и гипербазитах, самородной меди и ее сульфидов в основных эффузивах и месторождения медно-порфировой формации; к вулканогенно-осадочным и осадочным относятся месторождения колчеданной формации и медистые песчаники; метаморфогенными являются многие скарновые и жильные месторождения, а также сильно измененные залежи других формаций.

Месторождения всех перечисленных формаций широко распространены во времени и встречаются среди образований всех возрастов от раннего докембрия до кайнозоя. Меднорудные формации, месторождения которых особо характерны для определенных периодов существования земной коры, хорошо выделяются в пределах отдельных металлогенических провинций в масштабе же всей планеты выделить их, по современному состоянию изученности, можно лишь ориентировочно. Это свидетельствует о том, что принципиальных изменений в условиях образования медных руд в продолжение геологически документированной истории земной коры не было. Проявления эволюции рудообразования, очевидно, следует искать в особенностях разновозрастных месторождений одной формации, что, однако, представляется затруднительным, поскольку специфические черты рудных концентраций обуславливаются не только их возрастом, но и региональными условиями происхождения, а критериев различения возрастных и провинциальных особенностей оруденения еще не выработано. Некоторой общей закономерностью является более постоянная и, как правило, более интенсивная метаморфизованность докембрийских месторождений, хотя отдельные объекты фанерозоя изменены в условиях более высокотемпературных фаций, чем руды докембрия. Из намечающихся, по-видимому временных, из-

менений можно отметить медно-никелевую минерализацию в зелено-каменных поясах докембрия, а среди колчеданных месторождений меньшее количество свинца в них и отсутствие известных свинцово-цинковых залежей колчеданного типа в раннем докембрии. Следует также отметить наличие в докембрии некоторых специфических рудных образований метаморфогенного происхождения. Очевидно, выяснение различий разновозрастных месторождений одной формации должно входить в число задач дальнейшего изучения эволюции рудообразования в истории земной коры.

Е.Ф. ДЫЛЕВСКИЙ, М.М. КУЗНЕЦОВ, Б.Ф. ПАЛЬМСКИЙ, В.П. ПОКАЗАНЬЕВ, В.Я. ШАРАФАН (Северо-Восточное отделение). ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО ПРИКОЛЫМЬЯ.

1. Восточное Приколмые включает разнотипные структурные элементы мезозой (эв- и миогеосинклиналино-складчатые зоны, Омолонский срединный массив, Приколмыское поднятие, периферические структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса), в строении которых отражены общие закономерности развития Северо-Востока СССР.

2. Эволюция золотой минерализации обнаруживает связь с этапностью тектонического развития региона. Дополеозойский этап (протерозой Омолонского массива и Приколмыского поднятия) характеризуется проявлением "древней" золотокварцевой формации, служащей источником высокопробного россыпного золота. Со среднепалеозойским этапом (кедонская вулканоплутоническая ассоциация Омолонского массива) связаны золото-серебряные проявления, принадлежащие к собственно золото-серебряной формации и существенно золотой с самородным серебром. Для ранней стадии позднепалеозойского этапа, отвечающей орогеническим процессам в мезозойдах (поздняя юра - ранний мел), свойственно широкое распространение малосульфидной золото-кварцевой формации. Поздняя стадия, совпадающая со временем формирования Охотско-Чукотского пояса (конец раннего - поздний мел), отличаются многообразием формационных и минеральных типов золотого оруденения, при преобладании золото-редкометалльной, золото-серебряной и оловянно-серебряной с золотом формаций.

3. Эволюция золотой минерализации идет по пути усложнения формационного ряда, увеличения числа формационных и минеральных типов; при этом золото является "сквозным" элементом для всего региона, а особенности структурного положения определяют преобладание тех или иных формаций. В качестве реперов могут быть выделены ранние стадии допалеозойского и позднемезозойского этапов, с которыми связаны проявления золото-кварцевой формации, являющиеся источником россышной золотоносности.

#### П. В. ЗАРИЦКИЙ (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ В КАРБОНЕ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА.

Историко-геологическая эволюция сидеритовых конкреций и их рудных концентраций изучена недостаточно. Образование сидеритов отмечено с археозоя, но оно происходило целиком на седиментационной стадии. Начиная с протерозойско-рифейского этапа аутигенное минералообразование у железа стало двухстадийным, и диагенез стал одной из стадий осадочного породообразования. В фанерозое в связи с возрастанием влияния биосферы на геохимию атмосферы и гидросферы, завоеванием суши организмами расширился ареал редукционных процессов в морях и гумидных областях на континентах. Диагенетическое сидеритообразование стало господствующим.

Для выяснения особенностей диагенетического карбонатообразования и в частности сидеритообразования в течение каменноугольного периода в Донбассе использованы около 900 химических анализов карбонатных конкреций и подсчеты коэффициентов конкрециенности (Кк) свит карбона с общей мощностью изученных разрезов около 25000 м.

Изучением установлена близость абсолютных величин Кк сидеритовых конкреций и суммарного Кк карбонатных конкреций вдоль нормального разреза карбона, что указывает на определяющее значение интенсивности сидеритообразования в общем объеме диагенетического карбонатообразования. Особенно это справедливо для нижнего карбона, тогда как со среднего карбона разница между обоими коэффициентами постепенно увеличивается и достигает максимума к концу разреза карбона. Действительно, в нижнем кар-

боне резко преобладают сидеритовые конкреции, роль которых в среднем карбоне заметно снижается и возрастает значение смешанно-карбонатных и Са-карбонатных конкреций. Последние становятся преобладающей группой в араукоритовой свите, где Кк сидеритовых конкреций снижается до 0,03% при снижении суммарного Кк карбонатных конкреций только до 0,45% (средний Кк карбонатных конкреций для донецкого карбона - 1,52%).

Таким образом, изменение химико-минерального состава диагенетических карбонатов в нормальном разрезе карбона бассейна носит направленный (с элементами периодичности) характер, что было обусловлено совокупным действием изменяющихся во времени фациально-геотектонического и ландшафтно-климатического факторов.

Направленное изменение интенсивности конкрециеобразования и химико-минерального состава конкреционных комплексов в нормальном разрезе свидетельствует о необратимой эволюции диагенетического карбонатообразования в течение времени формирования многокилометровой толщи карбона Донецкого бассейна.

#### И.Т.КИРСАНОВ, И.А.МАРКОВ (Камчатское отделение). СОСТАВ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ, УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА.

Ключевская сопка относится к типичному стратовулкану, конус которого имеет ярусное строение. Каждый ярус сложен определенным комплексом пород, которые отражают характер деятельности вулкана на различных этапах его развития. Анализ средних составов пород по этапам позволяет проследить эволюцию расплава базальтов во времени. Наиболее показательными среди породообразующих окислов являются  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и щелочи, из минералов - плагиоклаз, клино- и ортопироксены.

В целом породообразующие минералы базальтов Ключевского вулкана представлены 3-4 генерациями плагиоклаза, 2-3 генерациями клинопироксена и 1-2 генерациями оливина, реже ортопироксена. Изменение состава и количества породообразующих минералов чаще всего связано с динамикой извержения и непосредствен-

но с количеством и характером проявления газовой фазы. Эти изменения наиболее заметны от начала к концу извержений.

При детальном изучении породообразующих минералов в базальтах побочных кратеров Ключевского вулкана установлено, что в первые стадии извержения кристаллизуются плагиоклаз, пироксен, иногда один пироксен и, в меньшей степени оливин. В средние и последние стадии плагиоклаз-оливин и увеличиваются размеры кристаллической фазы в целом. От начала к концу извержения меняются состав и температура кристаллизации минералов. Плагиоклаз становится более основным, пироксен-железистым. Кристаллизация плагиоклазов происходит в пределах 1020–1370°C. Пироксенов – 1050–1300°C и оливинов 1160–1450°C. От начала к концу извержения температура также меняется от более высокой к более низкой.

Все это указывает на то, что значительная часть минералов кристаллизуется в верхней части вулканического канала в процессе извержения. Некоторая часть вкрапленников плагиоклаза и моноклинного пироксена кристаллизуется при формировании лавового потока, т.е. непосредственно в поверхностных условиях.

Полученные данные позволяют расшифровать физико-химические условия кристаллизации породообразующих минералов и приблизиться к модели вулканического процесса на вулканах типа Ключевского.

### З.А.КОЗЛОВСКАЯ (Казахстанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ОЛОВА И СЕРЕБРА В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ В СВЯЗИ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ РАЗВИТИЯ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РУДНОГО ПОЯСА.

При изучении вещественного состава руд полиметаллических месторождений Чу-Илийского рудного пояса было отмечено, что руды имеют **многокомпонентный** состав. Было обращено внимание на своеобразный характер минералогических особенностей руд, приуроченных к различным по возрасту вмещающим породам. В полиметаллических рудах, приуроченных к черно-сланцевым толщам

древнего возраста, присутствуют в значительной концентрации олово и серебро (Такырное). Эти два элемента характерны и для ордовик-силурийской эпохи, где развиты прожилково-вкрапленные полиметаллические руды (Аяк-Джартас). Для полиметаллических руд более молодых геологических образований олово не характерно, а серебро продолжает оставаться в них основным элементом-примесью (Казкудук, Дружное).

В олово-полиметаллических рудах наблюдается следующая смена во времени минеральных ассоциаций: 1. касситерит (1) - сульфидная; 2, кварц-полиметаллическая с касситеритом (2); 3. галениитовая с оловом и серебром. Преимущественное развитие в рудах указанных месторождений получила окисная форма нахождения олова-касситерит. Однако видимый касситерит в колчеданно-полиметаллических рудах пользуется крайне ограниченным распространением. Наряду с обычной формой его выделения (зернистые сростания с кварцем) в рудах встречается коллоидный касситерит, который образует микровключения в сфалерите. По совокупности признаков этот касситерит и касситерит-реликтовый из вмещающих терригенно-осадочных пород относится нами к ранней генерации, гидротермально-осадочной.

Эволюция геологических процессов, сопровождаемых различными формами метаморфизма, привела к образованию новых минеральных парагенезисов, которые содержат олово в виде сложных по составу сульфосолей (станноидит, станнин, кестерит), заключенных в галените. Подобные парагенезисы могли возникнуть в результате перераспределения и заимствования олова из ранних минеральных парагенезисов в силу активного воздействия поздних растворов на сфалерит, который в процессе внутрирудного метаморфизма освобождается от ряда элементов. Переотложение олова в виде станнина, станноидита и кестерита происходило одновременно с кристаллизацией галенита в условиях высокой активности серы. С этим же периодом связан привнос основного количества серебра образовавшего разнообразие по составу минералы в рудах. Наиболее распространена сульфидная форма нахождения серебра в рудах (прустит, пираргирит, аргентит), что характерно для всех полиметаллических руд Чу-Илийского рудного пояса, не зависимо от возраста вмещающих пород.



Е.Д.КРАВЦОВ (Ленинград). Отражение эволюции УСЛОВИЙ ГИПЕРГЕН-  
НОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА СОСТАВЕ И  
СТРОЕНИИ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.

На территории Северной Евразии в четвертичное время условия гипергенного минералообразования претерпевали значительные изменения. Интенсивное похолодание привело к формированию в среднем плейстоцене сплошной многолетней мерзлоты, которая охватила территорию Сибири и северо-восточной Европы. Следы "недавнего" существования устойчивой мерзлоты (клинобойное выветривание, степные блюдца и др.) прослеживаются по всему Уралу вплоть до севера Прикаспийской низменности. Потопление, наступившее в голоцене, вызвало отступление мерзлоты с территории Европы и почти всего Урала.

Условия гипергенеза в районах, где развита и где отсутствует сплошная многолетняя мерзлота, оказываются резко различными, что находит отражение в минеральном составе продуктов окисления сульфидных руд. Во внемерзлотных условиях при достаточной увлажненности образуются окисные зоны окисления, в которых преобладают лимонит и другие окисные минералы. В криогенных условиях возникают сульфатные зоны окисления. Способность хорошо окисляться в криолитозоне обладают сульфиды только тех металлов, сульфаты которых образуют многоводные кристаллогидраты (Fe, Zn, Cu, Ni, Co). Поведение резко преобладающих сульфидов железа обуславливает основные черты морфологии и вертикальную зональность криогенных зон окисления, в которых по минеральному составу выделяются две основные подзоны (сверху вниз): сульфатов окисного железа и сульфатов закисного железа. В деятельном слое выделяется подзона охристого лимонита, образовавшегося за счет гидролиза окисных сульфатов. Полное окисление сульфидов имеет место в лимонитовой и фиброферритовой подзонах, также в верхах мелантеритовой. Глубже окисление частичное с относительным накоплением пирита, который окисляется последним.

В чистом виде криогенные зоны окисления можно наблюдать в районах Сибири с эрозионным типом рельефа, в частности на большинстве касситерит-сульфидных жил Северо-Восточной Якутии.

В районах Сибири с низкой скоростью эрозионного разрушения имеет место наложение криогенных сульфатных зон окисления на домерзлотные оксидные. Смешанные зоны окисления такого типа развиты на Норильском медно-никелевом и Эге-Хайском касситерит-сульфидном месторождениях.

Обратный случай наложения оксидных зон окисления на ранее существовавшие сульфатные имеет место на колчеданных месторождениях Урала. Отступление мерзлоты привело к выщелачиванию сульфатов закисного железа, в следствии чего образовались подзоны выщелачивания и валунчатых существенно пиритовых руд, также подзона вторичного сульфидного обогащения. Современное оксидное окисление выразилось в появлении лимонита и окислов меди ниже подзоны выщелачивания. Именно сменой криогенных условий окисления на "положительнотемпературные" обусловлена оригинальная морфология зон окисления Уральских колчеданных месторождений.

В связи с разной эволюцией условий гипергенеза в сочетании с различной скоростью денудации на территории СССР появились четыре генетических типа зон окисления: а) "нормальнотемпературные" оксидные; б) криогенные сульфатные; в) смешанные с наложением сульфатных на оксидные; г) смешанные с наложением оксидных на сульфатные.

#### С.К.КРОПАЧЕВА, В.В.ГРИЦИК (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ СУЛЬФАТА КАЛЬЦИЯ В ПРОЦЕССЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ.

Сульфаты кальция в качестве породообразующих компонентов весьма распространены в галогенных формациях всех возрастов. Обычно широко распространены два минерала — гипс и ангидрит. На протяжении многих лет исследователи спорят о том, какой из них являлся первично осадочным. В последние годы все большее число литологов приходят к выводам, что первичной формой в большинстве случаев являлся гипс. Это объясняется кинетикой кристаллизации сульфата кальция. В поле теоретической стабильности ангидрит не кристаллизуется при стандартных условиях. Для его осаждения необходимы несколько повышенные температуры (50-60°C) относительно теоретически вычисленных.

Петрографические данные по доказательству первичного образования гипса в солеродных водоемах приводятся для самых ранних эпох фанерозоя, в частности для кембрийской формации Сибири (Шаркова, 1976), для формаций средневропейского цехштейна (Lagbein, 1978), а также приемлемы и для более молодых эвапоритов, в том числе и современных. В поле теоретической стабильности ангидрита метастабильно кристаллизуется гипс, который и захороняется в осадках. Ангидрит же в этих формациях образуется за счет дегидратации гипса на постседиментационных стадиях. В молодых формациях, например: в неогене Керченского полуострова, встречается гипс, не претерпевший ангидритизации (Кропачева, 1975).

В самые древние дофанерозойские эпохи, температурные условия накопления галогенных минералов могли существенно отличаться. Это могло обусловить первичную кристаллизацию ангидрита. Такой пример первичной кристаллизации ангидрита установлен среди среднерифейских эвапоритов на южном склоне Анабарского массива. Здесь Мархинской опорной скважиной (Грицик, 1969) на глубине 2000 м вскрыта дайка долеритов (возрастом 1170 млн. лет) трещины отрыва и скальвания которой заполнены гидротермальными прожилками пренита и хлорита в лежачем крыле, ангидрита, хлорита и гематита в висячем крыле. В перекрывающей осадочной толще (нижний венд) в мелкозернистых доломитах встречен также ангидрит в форме прожилков и равномерно рассеянных вкрапленников.

Взаимоотношение ангидрита с вмещающими породами среднерифейских долеритов и нижневендских доломитов позволяют заключить о его первичном и седиментационном происхождении из гидротермальных ювенильных рассолов и вод галогенного вендского бассейна.

В настоящее время уже имеются доказательства зарождения в эти эпохи галогенных процессов и первом накоплении эвапоритов.

Таким образом, можно сделать выводы об эволюции минералообразования сульфатов кальция от первичного ангидрита в докембрийское время, а затем на протяжении фанерозоя с преобладающей седиментацией гипса. Ангидрит в послекембрийских галогенных формациях образуется главным образом путем метаморфических постседиментационных преобразований первичного гипса.

Ю.А.КУЗНЕЦОВ, В.Н.КВАСНИЦА (Украинское МО). САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО. КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ УКРАИНЫ.

На территории Украины самородное золото известно практически во всех ее рудных провинциях. Его проявления приурочены к различным по составу и возрасту комплексам пород. Формирование золоторудной минерализации характерно для ряда геохимических эпох на протяжении 3500 млн. лет – от архея до антропогена ("Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления", 1975). Установлено, что типоморфные особенности золота Украины, как и в других регионах, изменяются в зависимости от глубинности и физико-химических условий формирования минерализации, ее возраста, степени метаморфизма и насыщенности сульфидами руд, ряда других факторов.

Одним из наиболее чутких индикаторов генетических особенностей проявлений золоторудной минерализации является химический состав самородного золота. В целом относительно более высокопробное золото (800–900 и более) наблюдается в рудопроявлениях больших и средних глубин в докембрии Украинского щита, в Карпатах и в Донбассе (возраст оруденения палеозой-мезозойский). Низкопробное золото (500–600) и в меньшей мере 750–800 и выше характерно для близповерхностных проявлений неогенного возраста Закарпатского прогиба. Необходимо отметить, что не только на близповерхностных, но и на рудопроявлениях больших и средних глубин часто отмечается высокая дисперсия пробы золота (до 300–400 единиц). Кроме того, золото этих проявлений намного богаче элементами-примесями по сравнению с близповерхностными. Например, в самородном золоте Украинского щита обнаружены аномально высокие концентрации меди (до 3,6%, палладия (до 1,1%), висмута (до 2,4%), никеля, кобальта и селена (до о.п.%), ртути (до 1,3%). Золото Нагольного кряжа практически нацело представлено ртутистой его разновидностью (ртути до 4,–6%), а в древних россыпях этого региона выявлено медистое золото (до 20–40% меди). Резкие колебания пробы золота в неко-

торых рудопоявлениях Украинского щита, наличие в золоте этих проявлений высоких концентраций элементов-примесей различной геохимической специализации свидетельствуют о многоэтапном их формировании, в результате чего на докембрийскую золоторудную минерализацию наложена более молодая, связанная с тектоно-магматической активизацией палеозой-мезозойского возраста. В других районах Украины значительные флуктуации пробы золота указывают на многостадийность оруденения, а высокие содержания ртути в золоте Нагольного края вызваны металлогенической специализацией на ртуть Донбасса и свидетельствуют о тесной генетической связи ртути и золота в процессе рудообразования.

Генетические особенности формирования минерализации в перечисленных районах подчеркиваются также морфологией самородного золота. На Украинском щите золото очень мелкое, многогранные отсутствуют или редки, представлены главным образом несовершенными октаэдрами. В Донецком бассейне кристаллы золота пользуются широким развитием, среди которых преобладают ромбододекаэдры. В Закарпатье среди идиоморфных выделений золота часто наблюдаются кубооктаэдры, дендриты и дендритоиды.

Таким образом, на Украине, как и в других регионах (Петровская, 1973), по мере перехода от древнего глубинного и среднеглубинного оруденений к более молодому близповерхностному самородное золото претерпевает следующие изменения:

- а) уменьшает пробность и увеличивается неоднородность;
- б) возрастает количество хорошо образованных кристаллов и усложняется их морфология за счет развития второстепенных форм.
- в) индивиды изометричного облика сменяются кристаллами искаженных форм;
- г) возрастает роль дендритов, дендритоидов и сложных двойников по шпинелевому закону.

В.Г.КУШЕВ (Бурятское отделение). ЗНАЧЕНИЕ ЦОИЗИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ.

Породы с лавсонитовыми минеральными ассоциациями, обычные для эклогит-глаукофан-сланцевых серий, в эклогит-гнейсовых сериях не встречаются, поскольку уничтожаются последующим ме-

таморфизмом или под воздействием интрузий. Сланцы с глаукофаном и лавсонитом фиксируют, таким образом, особый тектонический режим, обеспечивающий сохранность этих неустойчивых парагенезисов в последующие стадии развития.

Отсутствие лавсонитсодержащих пород в древних метаморфических сериях высоких давлений вероятно объясняется тем, что в наблюдаемых срезах представлены зоны метаморфизма, в которых устойчивы эклогиты, а лавсонитовые разновидности превращены в цоизитовые. Переход лавсонита в цоизит по теоретической реакции:  $4 \text{ лавсонит} \rightarrow 2 \text{ цоизит} + \text{дистен} + \text{кварц} + 7\text{H}_2\text{O}$  подтверждается наличием в виде мелких включений в цоизите тех самых минералов, что образуются в ходе реакции, причем высвобождение  $\text{H}_2\text{O}$  объясняет приуроченность к этим же участкам амфиболовых эклогитов или гранатовых амфиболов.

Выявление зон метаморфизма высоких давлений, значение которых для реконструкции условий древних подвижных поясов несомненно, становится возможным при наличии пород с цоизитом, особенно в ассоциации с эклогитами или эклогитоидами, так как цоизит представляет собой продукт превращения лавсонита — типичного индикатора условий метаморфизма высоких давлений глаукофан — сланцевого типа. Это свидетельствует о том также, что в допалеозойских подвижных зонах метаморфизм высоких давлений осуществлялся принципиально сходно с фанерозоем, но индикатором таких условий должны служить не лавсонитовые а цоизитовые парагенезисы.

#### Н.В.КУШИНОВ (Украинское МО). ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ БЕЛОЗЕРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ УКЦ.

Исследуемый район расположен на южном склоне УКЦ и входит в состав Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны. Он представляет собой синклинорий, сложенный метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями архейского и нижнепротерозойского возраста.

В архее формировались мощные толщи вулканогенных формаций коматиитовой серии (пикриты, базальты), толеитовой серии (пикриты, базальты, андезиты) и известково-щелочной (андезиты, риолиты). В это же время происходило становление интрузий основного ультраосновного состава и накопление осадочных пород, превращенных позже в различные сланцы, кварциты и слюдяные гнейсы.

Архейский период ознаменовался развитием процессов метаморфизма, действовавших на вулканогенно-осадочные образования с возникновением огромных масс гранитоидов.

С осадочно-метаморфогенными формациями связаны образования магнетит-амфиболовых, биотит-гранат-магнетитовых кварцитов, относящихся к классу регионально-метаморфизованных. С коматиитами связаны хромит, цветные металлы магматического генезиса, благородные металлы гидротермально-метасоматического генезиса. С толеитовой серией связаны цветные металлы, принадлежащие классу метаморфизованных.

В нижнем протерозое произошло резкое изменение состава атмосферы и гидросферы. На смену восстановительному характеру атмосферы и гидросферы, существовавшему в архее, наступил окислительный. Появился свободный кислород и произошла резкая смена осадков. Если в архее преобладали продукты вулканизма, то в протерозое накапливаются преимущественно терригенные и хемогенные осадки. С хемогенными осадками в Белозерском синклинии связаны окисленные железные руды. Подобные руды распространены среди раннепротерозойских образований на всех шитах мира.

На завершающем этапе развития геосинклинали накапливались молассовые формации, среди которых широким распространением пользуются конгломераты, сланцы углистые. С ними связаны благородные и редкие металлы, относящиеся к классу регионально метаморфизованных.

Таким образом, докембрийская эпоха характеризуется разнообразием процессов образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

С.В.МАЛИНКО, А.Е.ЛИСИЦЫН (Московское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ БОРНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ЭНДОГЕННЫМ ИСТОЧНИКОМ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА, В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.

Борное минералообразование, связанное с эндогенным источником рудного вещества, имело место на протяжении всей геологической истории. Однако основная масса борного оруденения, возникшего таким путем, локализована в скарновых и вулканогенно-осадочных месторождениях, образовавшихся в докембрии и кайнозойе. Обе эпохи характеризуются существенными различиями процессов бурного минералообразования, что приводит соответственно к различиям конституций возникающих минеральных видов, их ассоциаций, определяет различные минеральные типы руд.

В докембрии при региональной гранитизации гнейсовых комплексов в условиях абиссальной фации в связи с аляскиотовыми гранитами и мигматитами сформировались крупные магнезиально-скарновые месторождения бора. Борные руды этих месторождений сложены магниевыми и железо-магниевыми боратами, пространственно связанными со скарнами шпинель-пироксен-фостерит-флогопитового состава. В эпоху фанерозоя формировались многочисленные магнезиально-скарновые месторождения бора, однако, крупных объектов среди них не известно. По-видимому, это связано с постепенным затуханием явлений гранитизации земной коры в процессе её консолидации.

Кайнозой характеризуется появлением наиболее крупных месторождений бора известковоскарнового и вулканогенно-осадочного типов. В палеогене в условиях гипабиссальной фации при активизации областей завершённой складчатости образовались известковоскарновые месторождения в связи с трещинными интрузиями щелочных габброидов, монзонитов, гранитов, гранодиоритов, трахиандезитов, трахитов глубинного происхождения. Борные руды этих месторождений сложены кальциевыми боросиликатами, пространственно связанными со скарнами пироксен-гранат-волластонитового состава. Известны многочисленные примеры концентраций боросиликатов в известковых скарнах, образовавшиеся в более ранние эпохи фанерозоя в связи с гипабиссальными интрузиями гранитоидов позднегеосинклинальной и позднеорогенной стадий



развития, однако, они представлены мелкими месторождениями и рудопроявлениями. В неогене и в четвертичном периоде сформировались вулканогенно-осадочные месторождения бора в связи с наземной вулканической и поствулканической деятельностью позднеорогенной стадии развития геосинклиналей. Месторождения связаны с вулканическими породами контрастной известково-щелочной серии (андезиты, дациты, липариты, базальты) и характеризуются крупными запасами богатых борных руд, сложенных натриевыми, натриево-кальциевыми и кальциевыми боратами.

Следовательно, в истории геологического развития борное минералообразование, связанное с эндогенным источником рудного вещества и приводящее к промышленным концентрациям бора, принципиально различно как по характеру рудогенерирующих процессов, так и по конституции формирующихся минералов бора, что имеет первостепенное значение для целенаправленных поисков месторождений борного сырья. Источником бора для докембрийских магнезиально-скарновых месторождений, по-видимому, служила кора, а для кайнозойских известковоскарновых и вулканогенно-осадочных — верхняя мантия.

#### А.И.МАРУШКИН (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ.

Днепровско-Донецкая впадина в позднем девоне являлась активной вулканической областью, в которой накопились мощные (до I — 2 км) толщи эффузивно-пирокластических пород. По геолого-структурным и минералого-петрографическим признакам они отнесены к двум формациям. Более ранняя формация щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных пород представлена преимущественно агломератовыми туфами и кластолавами базальтов, авгититов, анкарамитов, ортофиروف, нефелинитов и пр. Более поздняя формация щелочных оливиновых базальтов сложена базальтами, андезитами, ортофирами и их туфами. Обе формации относятся к типу континентальных и сопоставимы с таковыми современных рифтовых зон.

В вулканических породах изучено около 60 минералов. Уста-

новлено, что породы двух выделенных магматических формаций характеризуются практически одинаковым минеральным составом, в котором преобладают клинопироксены, титаномagnetит, оливин, полевые шпаты, амфиболы, нефелин, гранат, апатит.

Эволюцию минералообразования оказалось возможным проследить по отдельным породообразующим и акцессорным минералам, в частности клинопироксенам и титаномagnetитам.

Для клинопироксенов первой по времени образования щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации характерно высокое содержание диоксидового минала (75-81%) при низкой железистости (10,6-19,8), незначительное количество структурных OH-групп, большое значение  $Ti/V$  и  $Ni/Cr$  отношений (82,2; 4,1). По мере развития вулканических процессов, в связи с излияниями эффузивов оливин - базальтовой формации в клинопироксенах количество диоксидового минала снижается до 64-70%, возрастает железистость (23,2-37,9) и содержание OH-групп, уменьшается значение отношений  $Ti/V$  и  $Ni/Cr$  до 16,6 и 0,3.

В химическом составе титаномagnetитов отмечено более высокое содержание магнезиоферритового компонента (28%) в породах первой формации и повышение роли ильменитового минала до 48-60% в однотипных породах второй формации. Индикаторные соотношения  $Ti/V$  (равное 269 для первой формации и 71 для второй),  $Ni/Cr$  соответственно 3,9 и 19,8), а также  $Ti/Mg$  (6,1 и 22,8) позволяют отчетливо проследить изменение состава титаномagnetитов в зависимости от времени образования.

**А.Х.МНАЦАКАНЯН** (Армянское отделение). МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГО ЗВЕНА ПРЕДМАЛОКАВКАЗСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ АРМ.ССР).

I. Вулканическая серия верхнего мела центральной части Предмалокавказского пояса объединяет ряд пород от базальтов через андезиты-базальты и андезиты до липаритов, примерное количественное соотношение объемов которых составляет 65:10:25. Изучение химизма минералов-вкрапленников и базиса эффузивов данной серии позволяет при рассмотрении возможных путей ее образования исходить из того, что главные группы пород являются

генетически самостоятельными и тяготеют к качественно различным котектикам.

2. Нарушения правила гомодромности и дискретность составов пород изученного ряда устанавливаются при рассмотрении зависимости железистости вкрапленников темноцветных минералов и содержания  $Fe^{+2}$  магнетитах от кремнекислотности и железистости вмещающих пород. Так, в возрастной последовательности плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты  $\rightarrow$  оливиновые долериты резко падает железистость фенокристаллов оливина и появляется хромшпинель на смену магнетиту; в направлении от андезитов к липиритам и дацитам уменьшается отношение  $Fe/Mg$  во вкрапленниках роговой обманки и клинопироксена. В результате клинопироксен в ассоциации с биотитом имеет более низкую железистость, чем в ассоциации с гиперстеном, а железистость роговой обманки в ассоциации с гиперстеном оказывается выше, чем в ассоциации, где отсутствуют вкрапленники второго темноцветного минерала.

3. Исходные различия в химизме и составе флюидной фазы разновозрастных базальтов определили ассоциацию их интрателлурических фаз и ход кристаллизации в эффузивную стадию.  $Ne$  - нормативные составы  $P1-O1-CR_x$  базальтов в условиях высокого  $P_{H_2O}$  уже на интрателлурическом этапе достигают состава тройной котектики, их остаточный расплав обогащается вследствие фракционирования клинопироксена железом и щелочами.  $Hu$  - нормативные  $O1$  долериты, кристаллизующиеся при низком  $P_{H_2O}$  выделяют оливин в качестве единственной интрателлурической фазы, фракционирование которой смещает кристаллизационный остаток в область плагиоклаз-пироксеновой котектики. Последней близко соответствуют составы андезито-базальтов, в ассоциации фенокристаллов которых исчезает оливин, замещаясь гиперстеном.

4. Возрастной переход к андезитам происходит при усилении роли роговой обманки и ильменита в составе фенокристаллов за счет возрастания  $Na_2O$  и снижения активности  $O_2$ ; состав основной массы этих пород ложится в область кварц-полевошпатовой котектики.

5. Начальные точки составов различных петрохимических типов кислых эффузивов располагаются в различных полях первичной кри-

стабилизации системы кварц-полевые шпаты. С этими варьирующими условиями и различным уровнем окисленности флюидной фазы связано образование на интрателлурическом этапе котектик типа плагиоклаз-роговая обманка (гиперстен), плагиоклаз-биотит (санидин), плагиоклаз-кварц. Изменение состава базиса этих пород происходит различными путями, но направлено во всех случаях к кварц-полевощпатовому котектическому минимуму.

И.В.НИКОЛАЕВА (Западно-Сибирское отделение). МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ОБСТАНОВОК ДРЕВНЕГО МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ.

К минералам группы глауконита (МГТ) относятся минералы со структурой слюды IM, возникавшие в морских осадках на стадии диагенеза. Специфика генезиса отразилась на химическом составе этих минералов, характеризующемся несвойственными для высокотемпературных слюд высоким содержанием кремния, совершенным изоморфизмом трехвалентных  $Fe^{3+}$  катионов  $Al$  и миналом  $MgFe^{2+}$ . На основе типоморфных признаков разного ранга впервые доказано, что МГТ являются уникальными индикаторами условий образования древних морских отложений: солёности и температуры морской воды, направленности и интенсивности процессов выветривания на континенте. Процессы выветривания служили главным поставщиком материала для образования МГТ; эти же процессы были главной причиной вторичного изменения МГТ, приводившего к искажению их химического состава и потере радиогенного аргона; последняя сказывается на получаемых цифрах "абсолютного" возраста, которые оказываются обычно "омоложенными".

Состав МГТ закономерно меняется с возрастом: от древних отложений к молодым в них возрастает содержание  $Fe^{3+}$  и Si, уменьшается Mg,  $Fe^{2+}$ , F. На фоне направленного изменения отмечается периодически увеличение содержаний отдельных элементов, фиксирующих эпохи осадочного рудообразования: бокситов (юра, венд), железных руд (верхний мел-палеоген), кремнистых пород (верхний мел-палеоген), солей (нижний кембрий) и т.п.

Установленные закономерности изменения состава позволяют

использовать МПТ для детализации палеогеографических карт, изучения эволюции обстановок морского осадконакопления и разработки теоретических основ прогнозирования осадочных полезных ископаемых.

#### А.П.НИКОЛЬСКИЙ (Ленинград). О НАТРИЕВЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ, СВЯЗАННЫХ С ФОРМАЦИЕЙ КАЛИЕВЫХ ГРАНИТОВ.

1. В последние десятилетия выявлено широкое распространение натриевых гидротермальных метасоматитов, генетически связанных с формой калиевых гранитов. Они представлены главным образом альбититами, реже эгирин-целочно-амфиболовыми и щелочно-амфиболовыми сланцами. Эти метасоматиты часто вмещают редкометалльные и другие руды, их детальное изучение имеет большое практическое значение.

2. Натриевые гидротермальные метасоматиты в связи с гранитами появляются только в некоторых случаях. В массивах, подвергшихся значительной эрозии, и содержащих альбиты, всегда устанавливается, что последние развивались в разломах или зонах, ослабленных тектоникой. Они возникали путем замещения гранитов в том числе и наиболее поздних стадий массива, а также и путем замещения пегматитов. Жильные диабазы, завершавшие развитие интрузивно-ультраметаморфических комплексов, обычно секут альбититы. Структура гранитных массивов главной фазы формирования калиевых гранитов обычно является определяющей в размещении более поздних малых интрузивно-ультраметаморфических тел на данной площади и определяет структуру узлов имеющихся натриевых метасоматитов в целом. Но детали в размещении строения отдельных участков альбититов во многом зависят от строения малых интрузивно-ультраметаморфических тел гранитов, к которым метасоматиты обычно пространственно тяготеют. Радиологический возраст натриевых гидротермальных метасоматитов обычно близок к возрасту массивов калиевых гранитов, в которых они залегают. Все изложенное позволяет связывать образование альбититов с развитием калиевых гранитов. Широкое развитие натриевых метасоматитов обычно проявляется в связи с теми гранитами, которые залегают среди вмещающих толщ, богатых основаниями.

3. Наиболее широкое распространение натриевых гидротермальных метасоматитов связано с гранитами докембрия, в меньшем количестве они распространены в палеозое. Альбититы мезозойского и кайнозойского возраста встречаются значительно реже, чем докембрийские и палеозойские. Нередко они бывают представлены жилами, а не метасоматическими залежами.

4. Образование многих альбититов происходило путем псевдоморфного замещения пород (зерно за зерно) с сохранением структур первичных пород, претерпевших замещение. Альбититы, возникшие без сохранения структур замещаемых пород, и жильные альбититы делятся на сахаровидные, крупнокристаллические аллотриоморфно-зернистые и призматически-зернистые (нередко сферолито-лучистые и перистые). Минеральные парагенезисы натриевых метасоматитов в значительной степени зависят от особенностей составов вмещающих пород. Натрий альбититов привносился главным образом растворами из кристаллизующихся кислых магматических расплавов. В строении метасоматических залежей альбититов выявлена зональность по вертикали.

#### В.А.ПЕРЕДЕРИЕВ (Украинское МО). МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДОНЕЦКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ.

1. Донецкая минералогическая зона представлена Донецким сложным блоком, разбитым на простые и локальные блоки. В поперечном сечении Донецкого сложного блока можно установить три тектонических элемента: внутренний (Центральный) простой блок, внешние (бортовые - Айдарско-Морозовский, Волновахско-Батайский) простые блоки и глубинные разломы.

2. Магматические формации Центрального простого блока: позднедевонская сложная фонолит-трахит-базальтоидная и позднепалеозойско-раннемезозойская лампрофировая. Метаморфические формации в блоке еще не вскрыты.

Эндогенные рудные формации базальтов и базальтоидов: железорудная скарноворудная, титанорудная собственно-магматическая, кобальторудная глубинно-вулканическая, меднорудная газогидротермальная глубинно-вулканическая, скарноворудная, меднорудная га-

зогидротермальная субвулканическая, свинцоворудная гидротермальная среднетемпературная, ртуторудная гидротермальная низкотемпературная, цинковорудная гидротермальная среднетемпературная.

С лампрофировой формацией пространственно связаны кварц-полиметаллическая (Нагольный рудный район) и ртутная (Горловский рудный район) рудные формации.

3. Магматические формации Айдарско-Морозовского простого блока: гранитная, гранитно-пегматитовая, щелочно-гранитная, щелочно-пегматитовая, диоритовая, сиенитовая, базитовая (габбро, габбронориты, нориты, оливиновые нориты и др.; базальты и диабазы  $D_3$ ), гипербазитовая (дуниты, оливиниты, гарцбургиты, верлиты, лерзолиты, роговообманковые и плагиоклазовые перидотиты, оливиновые пироксениты, оливинсодержащие куммингтонитовые вебстериты, апооливиновые и апоперидотитовые серпентиниты и др.). Метаморфические формации (и субформации) включают гнейсовую, амфиболитовую, мигматитовую, кварцитовую, графитовую. Эндогенные рудные формации блока (докембрий): железорудная метаморфогенная; хромовая собственно-магматическая; титановая собственно-магматическая; молибденовая гидротермальная (?); никелево-кобальтовая ликвационная; (медно-никелевая гидротермальная); полиметаллическая гидротермальная; (кварц-полиметаллическая гидротермальная); редкоземельнометаллическая в пегматитах.

4. Магматические формации Лолновахско-Батайского простого блока: гранитная, гранитно-пегматитовая, щелочно-гранитная, щелочно-пегматитовая, диоритовая, сиенитовая, базитовая, гипербазитовая, кимберлитовая (?). К метаморфическим формациям (и субформациям) блока относятся: гнейсовая, амфиболитовая, магматитовая, (мраморная), кварцитовая, графитовая, корундовая, силлиманитовая, гранатовая, амфибол - асбестовая (апатитовая).

Эндогенные рудные формации блока (докембрий) включают железорудную метаморфогенную, алюминиевую собственно-магматическую, редкоземельнометаллическую собственно-магматическую и в пегматитах.

5. В архее, когда еще не существовало явно выраженного классического магматизма, преобладали ассимиляционные гранитные коровые и инфильтрационные источники полезных ископаемых, преимущественно метаморфического происхождения. В протерозое за-

метно возросло влияние ювенильного базальтового подкорового и ассимиляционного гранитного корового магматического источников для образования полезных ископаемых. В герцинскую минерагенетическую эпоху проявился максимум ювенильного базальтового подкорового магматизма, а в каледонскую — перестал функционировать ассимиляционный гранитный коровый метаморфический источник минерального вещества эндогенных рудных месторождений. В мезокайнозой главными источниками минерального вещества эндогенных рудных месторождений были ассимиляционный гранитный коровый магматический и инфильтрационный амагматический, аметаморфический.

6. Образование эндогенных месторождений полезных ископаемых, формаций Донецкой минералогической зоны происходило на фоне общего геологического развития и контролировалось геолого-структурным, магматическим, метаморфическим, петролого-стратиграфическим, литолого-стратиграфическим факторами в течение минерагенетических эпох: архейской, раннесреднепротерозойской, (проднепротерозойской), герцинской и альпийской.

О.И.ПЕТРИЧЕНКО, В.М.КОВАЛЕВИЧ (Украинское МО). ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДРЕВНИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ В РАЗЛИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРИОДЫ ФАНЕРОЗОЯ.

Минеральный состав галогенных формаций представлен 50–60 минералами, которые объединяются в 4 класса: хлориды, сульфаты, карбонаты (содовые минералы) и бораты. В геологической истории Земли образование этих минералов наибольшее распространение получили лишь с конца докембрия; в более древних отложениях они встречаются очень редко, что может быть в какой-то мере обусловлено их неустойчивостью в условиях гипергенеза и метаморфизма.

Основываясь на результатах исследования жидких включений в минералах и других минералого-геохимических данных по более чем 30 галогенным формациям Евразии, нами выявлены следующие особенности минералообразования в древних солеродных бассейнах от кембрия до неогена.



1. Минералообразование происходило, главным образом, из растворов морского происхождения. При этом разнообразие возникающих минеральных ассоциаций контролировалось химическим составом поступающих в бассейн поверхностных континентальных вод и подземных растворов. В отдельные геологические периоды значимость этих источников была различной.

2. В кембрии, девоне, юре, мелу и палеогене на состав минералообразующих растворов большое влияние оказывали воды хлоркальциевого состава. В результате в солеродных бассейнах шла кристаллизация лишь хлоридов (галита, сильвина, карналлита, бишофита, тахгидрита).

3. В перми, неогене и четвертичном периоде минеральный состав осадков солеродных бассейнов был обусловлен морскими неметаморфизованными растворами. Иногда видную роль играли континентальные воды, которые способствовали возникновению сульфатных минералов (каинита, лангбейнита, тенардита, мирабилита, эпсомита и др.) и боратов. При доминирующем влиянии этих вод на растворы солеродных бассейнов кристаллизовались глазерит и содовые минералы (трона, термонатрит и др.); наибольшее развитие содовые минералы получили (Баталин и др., 1973) в кайнозое.

4. Зарождение и рост минералов происходили в основном в придонных условиях бассейнов в результате испарения вод, смешивания растворов, понижения температуры. Придонному минералообразованию нами отводится определяющее значение в накоплении хемогенных осадков. Установлены конкретные физико-химические параметры среды минералообразования в древних солеродных бассейнах (температура, давление, Eh-pH, состав растворов и растворенных газов).

В.П. СТЕЦЕНКО, И.В. СТЕЦЕНКО (Казахстанское отделение). ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ.

1. В пределах Чу-Илийского региона известны проявления как каледонской металлогенической эпохи, так и герцинской.С

каледонской металлогенической эпохой связаны, в основном, стратиформные свинцово-цинковые месторождения – Бурултас, Такырное и т.д., с герцинской – жильные месторождения типа Дружное.

2. Руды месторождений стратиформного типа – прожилково-вкрапленные в зонах брекчирования. Оруденение приурочено к терригенным породам нижнего палеозоя. На месторождении Дружное руды в основном агрегативные в эффузивно-осадочной толще среднего палеозоя.

3. Для изучения минералогических характеристик были отобраны и исследованы (химический анализ, изучение параметров кристаллических решеток, изотопный состав свинца и серы, изучение температур минералообразования методом декрепитации, состав окклюдированных газов, состав жидкой фазы микровключений) мономинеральные пробы галенита, сфалерита, пирита, пирротина, арсенопирита. Также была измерена микротвердость галенита и сфалерита и отражательная способность сфалерита.

4. Полученные результаты свидетельствуют о существенных различиях между минералами этих месторождений. Различия установлены между элементами-примесями, параметрами кристаллических решеток, микротвердости, отражательной способности, изотопном составе свинца и серы, температурах минералообразования, составе окклюдированных газов, составе водной фазы микровключений. Это свидетельствует о возможности применения этих методов для отнесения месторождений к различным металлогеническим эпохам.

5. Изменение во времени характера рудообразующих процессов нашло свое отражение в характеристиках рудных минералов и может уверенно применяться на практике при металлогенических работах.

**В.Е.ПОПОВ (Ленинград). ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ.**

I. Максимальные масштабы накопления железных руд дают три стратиформные вулканогенно-осадочные формации: апатит-магнетитовая, кремнисто-железородная и сидеритовая. Устойчи-

вые ассоциации их с характерными геологическими формациями подтверждаются петрологическими и изотопно-геохимическими исследованиями, проведенными для месторождений различного возраста.

2. Апатит-магнетитовая формация (тип Кируна) возникает в орогенных зонах, сопряженных с более молодыми раннегеосинклинальными прогибами. Месторождения приурочены к контрастным андезит-кварц-кератофировым сериям, локализованы в кислых вулканитах, но генетически связаны с основной магмой. Представлены потоками и близповерхностными инъекциями рудных расплавов вблизи вулканических центров. Встречаются от докембрия до ~~палеозоя~~ ~~Ивице~~.

3. Кремнисто-железородные месторождения представлены тремя типами: Коргонским (Стрибергским), Лан-Дильским (Карсакпайским) и Криворожским (Хаммерсли), приуроченными к структурам определенного типа, отличающимся условиями накопления, составом руд и масштабами рудных залежей. Механизм образования первых двух детально изучен в фанерозойских аналогах. Выделяемый рядом исследователей Алгомский тип является промежуточным между Коргонским и Лан-Дильским.

4. Коргонский тип по структурной позиции (пригеосинклинальные прогибы на частично консолидированном сиалическом основании) и составу вмещающих пород (кварц-кератофировая формация) близок к типу Кируна. Руды отложены гидротермально-осадочным путем, причем рудный процесс проходит на фоне активной вулканической деятельности. От докембрия к фанерозою масштабы вулканогенно-осадочного рудонакопления снижаются, сменяясь образованием скарново-магнетитовых руд в тех же зонах.

5. Лан-Дильский тип приурочен к склонам геосинклинальных прогибов. Тесно связан со спилит-диабазовыми формациями. Гидротермально-осадочные и хемогенно-осадочные рудные залежи отлагаются между первым и вторым циклами извержений. Состав руд неустойчив — магнетитовые, гематитовые, сидеритовые залежи с переходами в серноколчеданные. Эволюция аналогична Коргонскому типу.

6. Наиболее сложным вопросом при объяснении окисного ха-

рактеракремнисто-железородных формаций Криворожского типа является отсутствие кислорода в докембрийской атмосфере древнее 1.6 млрд. лет. Существующие схемы рудоотложения, предусматривающие поступление железа и кремнезема с материка, входят в противоречие с этим фактом. Предлагается механизм смешения в шельфовой зоне нагретых кислых кремнисто-железистых растворов, поступающих из глубоководных областей с субмаринным базальтоидным вулканизмом, с холодными водами, несущими кластогенные осадки. Такое представление соответствует наблюдаемой латеральной и вертикальной геохимической и изотопно-геохимической зональности оруденения и обосновано теоретическими расчетами, включающими и вопросы последующего метаморфизма руд. В тектоническом плане эпоха накопления железистых кварцитов отвечает времени зарождения и ранней стабилизации платформ.

7. Сидеритовая формация (Бакальский тип) связана с мощными карбонатными формациями, синхронными раннегеосинклинальному спилит-диабазовому вулканизму. Возникает начиная со среднего протерозоя, образует максимальные концентрации в верхнем протерозое и прослеживается в последующие эпохи.

8. При экономической оценке перспективных запасов железорудных провинций учитываются закономерные сочетания руд различных генетических типов: Коргонского с типом Кируна и скарновыми магнетитовыми залежами, Лан-Дильского со скарново-магнетитовыми, Криворожского с богатыми гематит-мартиитовыми рудами.

Для всех перечисленных месторождений характерны эндогенный источник рудного железа и обогащение руд при супергенных процессах.

Г.Н. ПШЕНИЧНЫЙ, Н.А. АНДРИЯНОВА (Башкирское отделение). ТЕРМО-  
БАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КОЛЧЕДАННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ.

Колчеданные месторождения, являясь гетерогенными полигенными и полихронными образованиями, сочетают раннепиритовые руды гидротермально (вулканогенно)-метасоматического и гидротермально осадочного происхождения, на которые наложено ста-

дийное гидротермально-метасоматическое продуктивное минералообразование.

Температуры рудообразования месторождений региона укладываются в диапазон от 100–150° до 350–400°С. Цифры получены в результате изучения: 1) минеральных парагенезисов; 2) последовательности минералообразований; 3) минералов – геологических термометров; 4) структур распада твердых растворов в рудных минералах; 5) газовой-жидких включений (ГЖВ) в минералах методами гомогенизации и декрепитации. Все методы дали сопоставимые результаты.

Температурный режим определялся следующими значениями:

1) предрудные гидротермально-метасоматические изменения – до 100–140°С, в метасоматитах с густой вкрапленностью пирита  $T_{ГЖВ}$  в кварце повышается до 170–200°С; при формировании раннепиритовых руд – до 200–350°С и основной массы продуктивных минеральных ассоциаций – до 310–400°С.

Раннепиритовое рудообразование на большинстве месторождений происходило при давлениях 80–120 атм.; а на Подольском и Гае – до 650–800 атм. Давление при продуктивном минералообразовании изменялось от 200–300 до 600–800 атм.

Приближенная характеристика химсостава минералообразующих растворов получена по данным изучения водных вытяжек из ГЖВ в некоторых минералах горных пород и руд. Минералообразующие растворы были: в предрудную и начальную рудную стадии – преимущественно гидрокарбонатно-сульфатными с хлор-ионом; на протяжении формирования раннепиритовых и основной массы продуктивных руд – гидрокарбонатно-сульфатными; при отложении поздних минеральных парагенезисов с блеклой рудой – гидрокарбонатно-сульфат-хлоридными, а формирование кварц-барит-карбонатных прожилков происходило из гидрокарбонатно-хлоридных растворов.

Ведущими катионами гидротерм были  $K^+$ ,  $Na^+$  и в меньшей степени  $Ca^{++}$  и  $Mg^{++}$ . В ходе рудообразующего процесса происходило последовательное уменьшение роли  $K$  и одновременное увеличение роли  $Na$ .

Отношения  $K/Na$  в гидротермах, вероятно, составляли: в предрудную стадию  $> 1$ , при формировании раннепиритовых руд  $\sim 1$ , при формировании продуктивных минеральных ассоциаций  $\ll 1$ .

Особенности минерального состава гидротерм находит свое отражение в смене минеральных парагенезисов тонкочешуйчатых светлых слюд в околорудных метасоматитах и рудах. Последовательность отложения "серицитов" от начальных к завершающим стадиям рудообразования: К -серициты, К-Na - серициты, парагониты, пирофиллиты.

Ю.А.САДОВСКИЙ, Е.П.ПУШКО (Казахстанское отделение). ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФИЛОГЕНЕЗА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ.

Филогения редкометалльных гранитных пегматитов (РПГ) изучалась на примере пегматитовых поясов Казахстана, Забайкалья, частично Урала, Украины и литературных данных.

Филогенез статических структур пегматитовых пород, тел и послея отражен в таблице. Главные тенденции их эволюции выражаются взаимосвязными процессами диссимметризации, дивергенции и конвергенции структур и составов. Изменение связей этих структур состоит в понижении сложности, контрастности и дифференциальности зональных отношений в телах и полях и расширении рядов зональности редких элементов в полях, а также понижении симметрии: внешней - пород, жил и полей и внутренней - пегматитов и полей.

Направленность диссимметризации и дивергенции соотносительна принципам целесообразности, энтропийности: филогенез генетических структур РПГ образований определяется изменениями генетической структуры слоев Земли, ее теплового флюидного режима и их флуктуациями. (Пояснение понятий и терминов в докладе).

В.И.СКАРЖИНСКИЙ, Ю.А.КУЗНЕЦОВ, В.А.ШУМЛЯНСКИЙ (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ И ЧЕРТЫ УНАСЛЕДОВАННОСТИ МАГМАТИЗМА И ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ДОНБАССА.

К начальной (авлакогенной) стадии развития бассейна относятся щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтоидная, трахибазальтовая и толеит-базальтовая формации. Возраст магматических

Основные тенденции эволюции статических структур и  
вещественных характеристик пегматитовых образований от архея до мезозоя

Пегматитовые образования	Внутренняя структура		Целостные свойства			Окружающая среда	Внешняя структура	Веществ. характер.	
	Общая композиция	Упорядоченность	Форма, тип	Объем, площадь	Геолог. границы и др. характеристики			Минерал. состав	Концентр. редких элементов
Пегматитовые породы ("зоны")	Увеличение тектурных ритмов сочетаний парагенезисов	Увеличение роли мелкозернистых "структур" и уменьшение величины кристаллов	Увеличение неправильных и вытянутых форм	Уменьшение объема	Понижение резкости границ между породами	Усиление взаимодействия между породами		Увеличение разнообразия состава	Снижение концентрации
Пегматитовые тела	Образование мозаично-зональных тел	Увеличение числа зональных и слабо дифференцированных пегматитов.	Увеличение линейности и разнообразия форм	Уменьшение объема	Увеличение резкости границ тел	Увеличение интенсивности геохимических ореолов	Увеличение влияния структур свит и полей	Увеличение количества минеральных типов	Снижение концентрации
Пегматитовые поля	Увеличение линейности полей	Рост упорядоченности в отдельных частях полей	Увеличение количества надинтрузивных полей	Уменьшение площади		Снижение степени метаморфизма вмещающих пород	Увеличение роли разрывных и уменьшение складчат. дислокаций в локализ. полей	Увеличение разнообразия пегматитов. полей по соотношению типов пегматитов	Снижение концентрации с отдельными флюктуациями

образований охватывает средний-верхний девон (от  $408^{+20}$  до  $326^{+12}$  млн. лет). С интрузивными телами этого комплекса связана железо-титановая формация, с эффузивами — проявление меди в зонах пропилитизации.

С Покрово-Киреевским комплексом щелочных пород (320–300 млн. лет), характеризующихся повышенным содержанием фтора, связана редкометаллическая гидротермальная и медно-молибденовая формация в зонах фенитизации и пропилитизации.

В раннеорогенную стадию (поздний карбон-ранняя пермь) сформировался южнодонбасский интрузивный комплекс (габбро-монзонит-сиенитовая формация), имеющий возраст 290–250 млн. лет. В измененных породах этого комплекса и сопровождающих его скарноидах установлены рассеянные сульфиды свинца, цинка и меди. По времени к завершению этой стадии приурочено формирование безрудных кварцевых жил Центрального Донбасса, возраст которых составляет 260–245 млн. лет.

Позднеорогенная стадия развития (поздняя пермь-ранний триас) характеризовалась проявлением андезит-трахиандезитового магматизма (230–210 млн. лет). Возраст, определенный по новообразованным минералам из глинистых сланцев и тонштейна, колеблется от 248 до 220 млн. лет и характеризует время регионального метаморфизма пород Донбасса. Установлено, что кварц-пирит-арсенопиритовая, кварц-полиметаллическая минерализация Нагольного кряжа наложены на кварцевые дорудные жилы и метаморфизованные осадочные породы, т.е. они моложе 220 млн. лет. В этом же районе возраст по галениту и слюдяным минералам из зон с рудной минерализацией определен соответственно в 200 и 166 млн. лет. Большинство определений ртутно-полиметаллической, ртутной и полиметаллической минерализаций в других районах Донбасса характеризуется цифрами, также близкими к 200 млн. лет.

Учитывая сходство в возрасте и минералого-геохимическую близость, а в ряде случаев единство рудоконтролирующих структур для кварц-полиметаллической, полиметаллической и ртутной минерализаций Донбасса, можно предположить их генетическую общность и образование в начальную стадию киммерийской тектонической эпохи.

В донецкую фазу киммерийской эпохи сформировался миусский



лампрофировый комплекс (щелочно-базальтоидная формация), возраст которого  $160 \pm 12$  млн. лет. Часто отмечается наложение кинварной минерализации на лампрофировые дайки этого возраста.

Таким образом, основной чертой магматизма складчатого Донбасса является хорошо выраженная щелочная тенденция, проявляющаяся от среднего девона до юры. Для рудообразования характерна смена во времени медной минерализации флюоритовой, полиметаллической и ртутной, причем как правило отмечается длительность процессов их формирования.

А.Н.СУТУРИН, Р.С.ЗАМАЛЕТДИНОВ (Восточно-Сибирское отделение).  
ВРЕМЕННЫЕ ФАКТОРЫ НЕФРИТООБРАЗОВАНИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ.

Месторождения и проявления нефрита встречены в различных складчатых областях: от раннекаледонских и байкальских (Саяны, Прибайкалье, Австралия и Зимбабве) до герцинских (Урал, Казахстан, Северная Америка, Силезия и Тюрингия в Европе, Тасмания) и альпийских (Альпы, Новая Зеландия, Пакистан, Тайвань). Основная масса известных промышленных месторождений высококачественного нефрита приурочена лишь к двум регионам: Саяно-Байкальской складчатой области и гипербазитовым поясам западного обрамления Тихового океана.

Нефритогенез лимитируется двумя главными факторами: развитием интрузивной триады офиолитов и фацией метаморфизма вмещающих толщ. Нефритоносные массивы являются составной частью офиолитов эвгеосинклиналей, включающей гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, габброиды и плагиограниты толеитового ряда. Вмещающие толщи и сами гипербазиты метаморфизованы в P-T условиях верхних ступеней зеленосланцевой фации. Оrogenная фаза развития складчатых областей, сопровождающаяся интенсивным гранитоидным магматизмом, площадной антигорнитизацией и катаклизмом гипербазитов, приводит к диафторезу нефритов с образованием крупнозернистых тремолититов.

Исходя из этих положений становится понятным отсутствие месторождений нефрита в дислоцированных глубокометаморфизованных докембрийских толщах и приуроченность лучших месторождений к палеозойским, преимущественно каледонским гипербазитовым поя-

сам. В более поздних складчатых областях гипербазиты, а вместе с ними и нефриты переработаны под влиянием орогенного магматизма. Широкое проявление нефритообразования в гипербазитах западного обрамления Тихого океана обусловлено незавершенностью эвгросинклинального развития региона и слабым проявлением гранитоидного магматизма.

Узкий интервал температур и давлений образования, слабая устойчивость к диафорезу определяют уникальность этой минеральной ассоциации. Анализ взаимосвязи возраста гипербазитов и интенсивности нефритообразования позволяет выделить 2 гипербазитовые провинции: Уральскую и Камчатскую, перспективные на нефрит.

Е.Г.ТИХОНЕНКОВА, Э.П.ТИХОНЕНКОВ (Украинское МО). ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ РУДОНОСНОЙ СИСТЕМЫ В ПРЕДЕЛАХ ДОНО-ДНЕПРОВСКОГО ПРОГИБА.

Основные рудоносные объекты ДДП, имеющего рифтовую природу, формировались во времени согласно с фазами отраженной тектоно-магматической активизации и закономерно локализовались в пространстве вдоль оси прогиба.

С юго-востока на северо-запад происходило отложение все более молодых и низкотемпературных руд - кварцевой минерализации с мышьяком (арсенопирит) → кварц-полиметаллической с сурьмой и ртутью → сурьмяной с ртутью → ртутной с сурьмой с мышьяком (арсенопирит) → ртутной → ртутной с мышьяком (реальгар). В этом же направлении происходит снижение интенсивности оруденения и упрощение минерального состава руд.

Также последовательно изменялся состав околорудных метасоматитов. На кварц-полиметаллических месторождениях Нагольного края преобладают карбонатизация, окварцевание, хлоритизация, на мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождениях Никитовского рудного поля - диккитизация и хлоритизация, на ртутных рудопроявлениях Дружковско-Константиновского рудного поля - гидросульфидизация. Судя по минеральному составу руд и околорудных метасоматитов, состав рудообразующих растворов менялся от слабо

щелочного к кислому и — опять к слабо-щелочному.

Отмеченная закономерная изменчивость во времени и пространстве состава руд и гидротермально измененных пород и интенсивности их проявления является отражением направленной эволюции единой гидротермальной рудообразующей системы, протекавшей в течении всего периода формирования ДДП.

Области развития оруденения того или иного типа и присущие им гидротермальные изменения пород являются отражением основных состояний гидротермальной системы, каждое из которых характеризуется определенными интервалами величин температуры, давления, концентраций и других физико-химических параметров. Смена одного состояния другим происходила как во времени, так и в пространстве в виде прерывисто-непрерывного процессов, в результате чего области развития различных типов оруденения и гидротермально-измененных пород разобщены пространственно и имеют различный возраст.

В пределах каждого отдельного состояния системы в ней также происходила эволюция, выразившаяся в зональности руд и окколорудных метасоматитов отдельных металлогенических объектов высших порядков, повторяющей в общих чертах зональность в целом. Это является проявлением филогенеза и онтогенеза. Основные черты филогении системы, проявленные в совокупности областей оруденения и гидротермальных изменений, нашли отражение в развитии каждой такой области (их онтогении).

**В.В.ШАБАЛИН (Казанское отделение) ЭПОХИ НАКОПЛЕНИЯ И ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИН НА ТЕРРИТОРИИ СССР.**

Работами В.П.Петрова (1967), В.П.Казаринова (1969) и других исследователей установлено, что каолилитовые глинистые породы в осадочных формациях образуются в основном в платформенные этапы развития регионов за счет перемыва и переотложения продуктов мшных площадных каолилитовых или латеритных кор выветривания. Обобщение материала по распространению каолилитовых глинистых пород на территории СССР подтверждает этот вывод, а также позволяет выделять следующие эпохи накопления каолини-

товых глинистых пород.

Осадочные каолиновые глинистые породы формировались за счет мощных площадных кор выветривания в среднем рифее (Присаянский прогиб) и венде (Прибалтийская антеклиз); в среднем и позднем ордовике (западная окраина и юго-запад Сибирской платформы); в раннем (Воронежская и Волжско-Камская антеклизы) и среднем - позднем (Воронежская, Волжско-Камская, Тиманская антеклизы, Балтийский щит) девоне; в нижнем карбоне (Восточно-Европейская платформа окраины и обрамления Сибирской платформы) в поздней перми - раннем триасе (Тунгусская синеклиза); в позднем триасе-нижней юре (южные части Восточно-Европейской и Сибирской платформ, окраины Западно-Сибирской плиты, Туранская плита, Уральская, Казахская, Южно-Тянь-Шанская, Алтае-Саянская, Кольвань-Томская складчатые области); в средней - поздней юре (Южная окраина Скифской плиты, Дзирульский срединный массив, окраины Печорской впадины, южная часть Сибирской платформы); в апте - сеномане (южная часть Восточно-Европейской, западная, северная и северо-восточная окраины Сибирской платформы, восточная окраины Уральской складчатой области); в верхнем мелу - палеоцене (восточный склон Южного Урала и Мугоджар, Тургайский прогиб, восточные и юго-восточные краевые части Западно-Сибирской плиты, Сибирская платформа, складчатые области Казахстана и Южной Сибири, Зее-Бурейнский срединный массив); в эоцене (Украинский щит); в олигоцене - миоцене (южная половина Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Тургайский прогиб, Уральская, Казахская, Кольвань-Томская складчатые области, Зее-Бурейнский срединный массив); в плиоцене - плейстоцене (срединные массивы Альпийского складчатого пояса). Каолинитонакопление особенно интенсивно происходило в нижнем карбоне (визейский век), нижней юре, в апте - сеномане, в верхнем мелу - палеоцене, в олигоцене - миоцене. В эти эпохи образовалось большинство промышленных месторождений огнеупорных глин в СССР. Месторождения могут быть связаны и с другими эпохами, осадки которых не подвержены процессам метаморфизма.

Установление эпох накопления каолиновых глинистых пород служит одним из основных факторов прогнозной оценки территории СССР на огнеупорное глинистое сырье.

## Г.Н.ШУБАКОВ (Казанское отделение). ОСОБЕННОСТИ КИММЕРИЙСКОГО ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ.

В неогее Восточно-Европейской платформы фосфориты имеют широкое распространение; однако главным этапом фосфоритонакопления был киммерийский, с которым связаны промышленные фосфоритовые руды конкреционного типа.

Особенности киммерийского конкреционного фосфоритонакопления на Восточно-Европейской платформе определились структурно-тектоническими, формационными, стратиграфическими, палеогеографическими, палеоклиматическими, литологическими, минералогическими и геохимическими закономерностями, а также горно-техническими условиями добычи фосфоритовых руд и направлением их переработки.

Расположение конкреционных фосфоритовых руд контролировалось приуроченностью их к конседиментационным структурам на склонах синеклиз и смежных антеклиз с тенденцией в течение поздней юры-мела к умеренным прогибаниям, преимущественной их связью с глауконитово-терригенной формацией, время рудного фосфоритонакопления которой уточнялось для конкретных районов до биостратиграфической зоны.

Рудное фосфоритонакопление происходило в мелководно-морских зонах бассейнов с нормальной соленостью при замедленном привносе терригенного материала в условиях переменного гидродинамического режима. Формирование фосфоритовых руд основных промышленных месторождений осуществлялось в конце крупных регрессий моря. Крупные месторождения конкреционных фосфоритовых руд расположены в зонах типичного гумидного палеоклимата или переходного к аридному. Конкреционный фосфоритовый материал заключен главным образом с мелкозернистые слабо известковистые пески и алевроиты.

В рассматриваемых фосфоритовых рудах установлен парагенез фосфарита кальция с глауконитом, кварцем, кальцитом, гидрослюдой и др.

Для каждого изученного района уточнялись глубина и условия залегания фосфоритосной толщи, мощность и продуктивность фосфоритового пласта и качество фосфоритовых руд в соответст-

вии со способом их добычи и направлением переработки фосфоритного сырья.

Выявленные на Восточно-Европейской платформе особенности киммерийского конкреционного фосфоритонакопления предлагается использовать для прогноза и поисков месторождений фосфоритовых руд других генетических типов, временных этапов и регионов СССР.

#### Л.Я.ШМУГАЕВА (Ленинград). ОСОБЕННОСТИ ПРИРАЗЛОМНЫХ УРАНОСНЫХ АЛЬБИТИТОВ, СФОРМИРОВАННЫХ В РАЗНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭПОХИ.

Рассмотрена эволюция щелочного (натриевого) метасоматоза и уранового рудообразования на примере разновозрастных приразломных альбититов зон глубинных разломов. Докембрийские альбититы известны на многих шитах (Хейнрих, 1962; Трембли, 1964; Кушев, 1972; Белевцев, 1973; Adamak, Wilson, 1977, 1979), фанерозойские – в срединных массивах складчатых областей (Омельяненко, 1978; Скороспелкин, 1974 и др.). В основе сравнительного анализа – понятие о филогенезе в применении к геологическим объектам, введенное в литературу Д.П.Григорьевым (1961) и Д.Б. Рундквистом (1971).

Общими чертами метасоматитов, обуславливающими их принадлежность к единому формационному типу, являются: 1) возникновение в период завершения геосинклинального (протогеосинклинального) развития регионов; 2) универсальная приуроченность к разломам и отсутствие генетической связи с магматическими формациями; 3) независимость полноты проявления альбитизации от типа вмещающих пород; 4) одинаковая общая направленность химизма метасоматоза (привнос  $\text{Na}$ , вынос  $\text{K}$  и  $\text{SiO}_2$ ); 5) наложенный характер уранового оруденения на альбититы, формирующиеся в предрудную стадию; 6) как правило, интенсивная тонкодисперсная гематитизация, обусловленная высоким окислительным потенциалом среды минералообразования; 7) завершение урановорудного процесса коффинитовой и сульфидно-настурановой минерализацией.

В ходе геологической эволюции земной коры изменился характер проявления приразломной альбитизации. Эти изменения коснулись стадийности минералообразования, набора типоморфных фаций метасоматитов, вещественного состава руд и др.

Так, в докембрийских альбититах в первую стадию образуются метасоматиты с парагенезисами щелочных темноцветных алюмосиликатов (рибекит, эгирин). Во вторую стадию возникают парагенезисы с Fe-Mg алюмосиликатами (флогопит, хлорит). С концом каждой стадии сопряжено оруденение, в силу чего максимально продуктивными оказываются тела метасоматитов двухактного формирования. Для руд характерна монометальность, обогащенность  $\text{CO}_2$  (карбонат), большое разнообразие урановых и урансодержащих минералов с приуроченностью коффиновых руд к поздним парагенезисам.

Фанерозойские приразломные альбититы характеризуются развитием метасоматических фаций, единственным темноцветным минералом которым является хлорит (иногда флогопит); в рудах наряду с  $\text{CO}_2$  (карбонат) существенна роль  $\text{P}_2\text{O}_5$  (апатит); помимо урановых руд имеют место комплексные уран-молибденовые и др.; изменяются соотношения урановых минералов в пользу силикатов; сокращается вертикальный размах оруденения.

Выявленные закономерности могут быть использованы в практике прогнозных, геолого-поисковых и оценочных работ конкретных регионов.

ЗНАЧЕНИЕ АНАЛИЗА ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ

Дж.А.АЗАДАЛИЕВ (Азербайджанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МЕГРИ-ОРДУБАДСКОГО БАТОЛИТА (МАЛЫЙ КАВКАЗ).

В западном обрамлении самого крупного на Малом Кавказе Мегри-Ордубадского гранитоидного батолита широко развита серия последовательных метасоматических изменений, генетически связанных с главной гидротермальной деятельностью батолита и являющихся классическим проявлением полной эволюции всех четырех известных стадий постмагматического этапа метасоматоза. Эти изменения, начавшиеся магнезиальным метасоматозом (биотитизацией, амфиболлизацией), представлены полевошпатовыми метасоматитами, известковыми скарнами, эпидозитами и гипабиссальными пропилитами, вторичными кварцитами, переходящими на более глубоких срезях в существенно мусковито-кварцевые грейзеноподобные метасоматиты, вольфрамово-медно-молибденовыми с оловом и медно-молибденовыми рудами, а также различными бедными с рудой кварцево-кальцитовыми, кальцитовыми и другими прожилками минералов. Все эти постмагматические образования в виде непрерывно-прерывистого ряда составляют единую метасоматическую колонку. По западному обрамлению батолита, имеющему около 40 км протяженности в северо-западном направлении, с более глубоких уровней эрозионного среза к более возвышенным наблюдается смена скарновой формации эпидозитами (и гипабиссальными пропилитами), а последних — вторичными кварцитами. Обнаруживается вертикальная зональность и в размещении рудоносных метасоматических формаций.

Изучение геологического положения, возрастных взаимоотношений, последовательности явлений замещения минералов, составов и характера устойчивых и типоморфных минеральных парагенезисов, температур образования минеральных ассоциаций, формационной принадлежности, зональности в расположении метасоматических формаций и их фациальных особенностей позволило устано-



вить, что главной причиной возникновения различных метасоматитов в западном обрамлении батолита и смены одних комплексов минеральных ассоциаций во времени и пространстве другими являлось изменение режима щелочности — кислотности гидротермальных растворов, претерпевших закономерную эволюцию свойств и состава с инверсией — от щелочных к кислым и затем снова к щелочным и нейтральным. При этом существенную роль играли понижение температур растворов и различный петрохимический состав исходных пород, подвергавшихся метасоматизму, о чем свидетельствуют полученные экспериментальные данные. Анализ рассматриваемых метасоматических изменений во времени и пространстве позволил прогнозировать оруденение и разработать конкретные и эффективные региональные и локальные метасоматические критерии поисков полезных ископаемых, которые могут быть с успехом использованы в практике поисково-разведочных работ.

**Ю.А. БАГДАСАРОВ (Московское отделение). СТАДИЙНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ КАРБОНАТИООБРАЗОВАНИЯ КАК ФАКТОР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ В КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ.**

Полистадийный (Т-фациальный) карбонатитовый процесс, развивающийся как завершающая часть полиэтапного ультраосновного-щелочного карбонатитового магматизма и метасоматизма, является показательным примером зависимости характера размещения и интенсивности полезной минерализации (Nb, Ta, Zr, Th, P, Fe флогопит, флюорит и др.) от особенностей эволюционирования минерогенического процесса во времени и пространстве.

I. В большинстве кольцевых комплексов карбонатитовой формации стадийный постмагматический процесс, включающий образование карбонатитов и генетически близких им пород (апатито-магнетитовых и др.), приводит к четкому разделению различных парагенезисов карбонатитов во времени, соответственно известной 4-5 — стадийной схеме их образования. При

этом разнообразны тела карбонатитов, контролируемые меняющимися во времени планом деформации массива, разобщаются в пространстве, представляя собой картируемые в поле геологические объекты, характеризующиеся той или иной аксессуарной или рудной полезной минерализацией. Для карбонатитов метасоматической природы, кроме того, в пределах образований ранних стадий дополнительным фактором, разобщающим парагенезисы в пространстве, является метасоматический процесс; он приводит, в частности, к разделению по зонам метасоматической колонки минералов, сложенных  $Ti$  и  $Zr$  (титаноцирконаты, баддедеит),  $Ta$  и  $Nb$  (гачеттолиты) и собственно  $Nb$  (пироклорк) и др.

2. Существенно иной характер распространения полезной минерализации выставлен в массивах, обнаруживающих признаки известной монофаціальности по P-T-условиям; стадийность карбонатитового процесса и, соответственно, эволюция минералообразования во времени проявлены в них весьма слабо, и большинство разновидностей карбонатитов представлены практически разновозрастными образованиями. Это доказываются результатами ряда геолого-петрографических, геохимических и изотопных исследований минералов и их парагенезисов. Примером может служить крупная зона линейно-трещинных карбонатитов, приуроченная к разломам в пределах щита. Карбонатиты представляют собой наиболее ранние, а в некоторых случаях и практически единственные магматогенные образования, не считая фенитов и их реоморфизованных разновидностей. Это, по-видимому, является отличительным признаком подобных проявлений, выделенных в качестве субформации щелочно-карбонатитовых комплексов (Богдасаров, 1979). В пределах рассматриваемой зоны отсутствие проявлений стадийности карбонатитов привело к совмещению парагенезисов, в кольцевых массивах обычно разобщенных во времени, например, кальцитовых и доломито-кальцитовых карбонатитов, в данном случае характеризующихся весьма сходной редкометальной и однородной силикатной минерализацией. Редкометалльные минералы, а также магнетит, апатит, сульфиды и др. представлены относительно равномерной вкрапленностью аксессуарного характера среди большинства разновидностей карбонатитов, не обнаруживая участков концентрации, приуроченной к тем или иным из них. В равной

степени не проявлены эпигенетические процессы развития редкометальной минерализации среди более ранних карбонатитов. Таким образом, выяснение особенностей эволюции карбонатитового процесса, контролируемого преимущественно структурно-тектоническими условиями, определявшими физико-химический режим минералообразования, оказывает существенное значение при оценке редкометальной и другой минерализации в карбонатитах, её прогнозировании на глубину и др.

Ю.В.ВАНЬШИН, В.А.ГУЦАКИ, В.Ф.САЛТЫКОВ (Саратовское отделение).  
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ АЛЮМИНИЯ ПОВОЛЖЬЯ.

В 1978–80 гг. нами изучены рудопоявления алюминия, приуроченные к Доно-Медведицкому и Пугачевско-Жигулевскому поднятиям. По минеральному составу в них выделяются две ассоциации: аллофан-гиббситовая – среди известняков  $S_2$  Доно-Медведицких дислокаций, и алунитовая – на коре выветривания доломитов  $P_1$  –  $P_2$  Пугачевско-Жигулевского поднятия. В первой ассоциации выделены следующие минеральные парагенезисы: аллофан-гиббсит алкогидрокальцит (норд-страндит) – аллофан-гиббсит, наложенные гиббсит-галлуазит и алюминит – базалюминит – гипс. Во второй – ассоциации выделены парагенезисы: галлуазит – (аллофан)– левогит–алунит с вторичным гиббситом и наложенный галлуазит (аллофан). Минералы характеризуются высокой дисперсностью, различной степенью окристаллизованности, практическим отсутствием титана – все это позволяет предполагать хемогенное отложение алюминия из кислых растворов в результате их нейтрализации при взаимодействии с карбонатными породами. Для выяснения возможных условий минералообразования проведена систематизация результатов экспериментальных работ по изучению различных систем алюминия в водных растворах и результатов синтеза алюминиевых минералов. Все эти минералы сведены на диаграмме с координатами  $pH - OH/Al$ , выполненную без учета влияния других компонентов ( $Si$ ,  $Fe$  и др.). Анализ этой диаграммы позволяет сделать следующие выводы.

1. Выделяется следующий ряд минералов по мере уменьшения

кислотности растворов: алуноген-ростит-алюминит-базальминит-гибсит (в кислой области) и нордстрандит (в щелочной области). В этом ряду отмечается достаточно полное совпадение соответствующей мономерной формы нахождения алюминия в водном растворе и определенного минерала, что позволяет говорить о хемогенном его образовании. Для нордстрандита и алюмогидрокальцита такого совпадения не наблюдается (реагирующий ион для них  $Al(OH)_2^+$ , а находятся они в щелочной области с преобладанием аниона  $Al(OH)_2^-$ ). Это явление связано с тем, что указанные минералы образовались в результате разложения аллофана или преобразования гиббсита в условиях локального повышения щелочности среды (диффузионный массоперенос в поровых растворах).

2. Кислотность - щелочность раствора тесно связана с параметром  $OH/Al$ , который регулирует минералообразование в данном интервале pH.

3. Сдвиг всех форм существования алюминия в водном растворе при повышении температуры в более кислую область позволяет обоснованно предполагать для алунитовой ассоциации хемогенно-осадочное образование из серно-кислых растворов, нейтрализующихся на доломитовом основании.

4. Описанные закономерности характерны для разбавленных растворов ( $10^{-3} - 10^{-4}$  моль/л). При увеличении концентрации алюминия в растворе возрастает роль полимеризации мономерных аквагидрокомплексов  $Al$ , что приводит к возникновению коллоидных растворов.

5. Сопоставление подобных диаграмм не только по алюминию, но и по кремнию и железу позволит более обоснованно выделять природные парагенезисы и тем самым поможет объяснять генетические особенности месторождений высокоглиноземистого сырья.

В.Н.ВОЕВОДИН, С.А.ВОЕВОДИНА (Дальневосточное отделение).  
ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ.

Появление разнообразной вольфрамовой минерализации на отдельных месторождениях обычно объясняется влиянием вмещающей

среды, глубинности рудообразования, температурного режима, химизма растворов и т.п. Однако назрела необходимость постановки и другой задачи: выяснение общих черт и различий минерального состава вольфрамового оруденения отдельных формаций, возникших на определенных этапах развития подвижных областей, и установления тенденции их изменения.

Для золото-вольфрамовой формации (золото-шеелитовый тип), характерной для инверсионных этапов, присущ только один вольфрамовый минерал - шеелит. Для более молодой золото-редкометальной формации, формирующейся в раннеорогенный этап, устанавливается вольфрамитовая минерализация. Раннеорогенная олово-вольфрамовая формация в кварцево-грейзеновых месторождениях сопровождается вольфрамитовой минерализацией промежуточного состава между гюбнеритом и ферберитом. Для среднеорогенных турмалиновых и хлоритовых оловянно-вольфрамовых месторождений типичен вольфрамит ферберитового уклона. Молибдено-вольфрамовая формация, появляющаяся в среднеорогенный этап, и вольфрамо-серебряная (полиметаллическая), ассоциирующая с позднеорогенными вулканоплутоническими комплексами, имеет более разнообразный состав вольфрамового оруденения. На одних месторождениях доминирует ферберит, на других - гюбнерит, на третьих - шеелит. Причем шеелит встречается не только на скарных месторождениях, но и на гидротермальных жильных объектах. Для вольфрамитов молибдено-вольфрамовой формации с вольфрамо-серебряной характерен более смешанный состав, промежуточный между вольфрамитом и ферберитом или гюбнеритом. Для ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации, возникающей в посторогенный этап, характерно еще большее разнообразие вольфрамовых минералов. На разных объектах установлено преобладание то ли ферберита, то ли гюбнерита, то ли шеелита. На Тамватнейском месторождении в значительных концентрациях присутствует тунгستنит.

Таким образом, для плутоногенного оруденения (золото-вольфрамовая, золото-редкометальная, олово-вольфрамовая формация) характерен простой состав вольфрамового оруденения, представленный одной мономинеральной формой - вольфрамитом или шеелитом. Для вулканогенно-плутоногенного оруденения (вольфрамо-молибденовая и вольфрамо-серебряная (полиметаллическая) форма-

ции) — количество минеральных форм вольфрама увеличивается, причем для вольфрамитовой минерализации намечается тенденция смещения химического состава в сторону крайних членов изоморфного ряда (гюбнериту и фербериту). Для вулканогенно-телетермального оруденения (ртутно-сурьмяно-вольфрамовая формация) многообразие минеральных форм еще более возрастает. Речь идет о многообразии минеральных форм вольфрама в рамках отдельной формации, а не в пределах конкретных месторождений, где возможно доминирование одного минерала. Следовательно, в истории развития подвижных областей для вольфраморудных формаций соответственно с перемещением уровней глубинности формирования на более высокие горизонты, возрастает многообразие геологических условий проявления оруденения, а также и минеральных форм вольфрама.

О.Н.ВЫНАР, И.В.НОСЫРЕВ, В.М.РОБУЛ, В.Н.КАДУРИН, А.В.ЧЕПИЖКО  
(Украинское МО). МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ  
ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ ЮГА УКРАИНСКОГО  
ЩИТА.

1. Гидротермальные проявления, сформированные в результате процессов тектоно-магматической активизации (ТМА) юга Украинского щита (УЩ), подразделяются на колчеданные, редкометалльные, золоторудные, арсенопиритовые, галенито-киноварные и др. Размещение их контролируется зонами тектонических нарушений и представлены они кварцевыми жилами а также полевошпатовыми и слюдяными метасоматитами. По возрасту они относятся к позднепериферейской, палеозойской и мезокайнозойской эпохам ТМА.

2. На основании детального изучения минерального состава рудопоявлений, их текстурно-структурных и других особенностей выделены следующие типс юрфные ассоциации минералов, характерных для определенных типов: колчеданный-эпидот+апатит+пирит+халькопирит; хлорит+гематит+ковеллин; редкометалльный с биотитом, редкометалльный с турмалином и др.; золоторудный-ганит+молибденит+халькопирит, сфалерит+пирит+золото, пирит+арсенопирит+тетраэдрит+золото и др.; арсенопиритовый-арсенопирит, халькопирит+молибденит+облеклые руды; киноварный-галенит+киноварь+флюорит+кальцит и др.

3. Типоморфными минералами рудопоявлений ТМА являются галенит, висмутистое золото, хедлейтит, киноварь, флюорит, олигопит, опал и др.

4. Наиболее важными типоморфными свойствами минералов, образовавшимися на конкретных стадиях различных по физико-химическим условиям рудных процессов ТМА являются: для пирита – морфология, элементы-примеси; для арсенопирита – морфология; для кварца – цвет, состав, включения и т.д.

5. Включения в кварце подразделяются на три группы (по соотношению фаз): жидко-газовые, газово-жидкие и жидкие. Химические анализы водных вытяжек показали что: а) включения первой группы характеризуются более высокой активностью  $K^+$  по отношению к  $Na^+$ , б) ранние растворы имели гидрокарбонат-хлоридный состав, а более поздние, – гидрокарбонат-сульфатно-хлоридный состав, в) колебания значения pH от 7,5 до 9,1, г) общая минерализация растворов изменялась в пределах 1,16 г/л до 38,36 г/л.

6. Изучение включений позволяет предположить эволюционный характер развития минералообразующей среды. В своем развитии она проходит несколько этапов, четко отделяющихся друг от друга резким изменением физико-химических параметров.

7. В зонах ТМА юга УЩ проявились разнообразные минералообразующие процессы. Изученные типоморфные ассоциации минералов, эволюция химизма рудных растворов позволяют разделить эти процессы на ряд последовательных этапов. Внутри этапов проявляются стадии и подстадии, выделение которых опирается на данные изучения типоморфных минералов и типоморфных свойств минералов. Изучение типоморфных признаков на всех уровнях и сопоставление их другими геологическими данными позволяет решать конкретные вопросы минералообразования в зонах активизации Украинского щита.

А.Ф.ГОРОВОЙ (Украинское МО). ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ КАК КРИТЕРИЙ СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИКИТИВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.

Стадийность сурьмяно-ртутного рудообразования на Никитовском рудном поле признается большинством исследователей (Ф.И.Абрамов и др., Е.Е.Захаров и др., И.Л.Никольский, Б.С.

Панов). С целью установления стадийности рудоотложения принимались во внимание пересечение жилок прожилками более молодых минералов, присутствие сцементированных обломков ранних минералов, дробление и смещение минеральных зерен и т.д.

В составе руд заметно распространены кварц и киноварь. Учитывая хрупкость этих минералов, принято считать, что они в условиях динамометаморфизма способны только к катаклазу. В никитовских рудах нами наблюдались испытанные давлением и перекристаллизованные кварц, а также отложившиеся близко во времени антимонит и киноварь. Кварц под влиянием динамометаморфизма и в зависимости от интенсивности его проявления приобрел волнистое погасание, трасляционные двойники двух направлений и перекристаллизован. Трасляционные двойники пересекаются маломощными кварцево-кальцитовыми прожилками поздней стадии. Перекристаллизованный шестозато-игольчатый вытянутый вдоль жилки кварц соседствует с кристаллами анкерита, которые ориентированы к жилке перпендикулярно, свидетельствуя об одновременности кристаллизации карбоната и раздвигания стенок трещины. Метаморфизм кварца произошел до отложения анкерита, что дает основание для выделения самостоятельной кварцевой стадии.

В результате метаморфизма в киновари и антимоните появились трасляционные двойники одного и двух (решетчатые двойники) направлений, произошла перекристаллизация минералов. Нередко гранобласты киновари представляют собой полисинтетические двойники с единой ориентировкой двойниковых полосок. Рядом с перекристаллизованными минералами наблюдаются непере-кристаллизованные киноварь и антимонит, отложившиеся после проявления метаморфизма. Обе разновидности киновари и антимонита пересекаются прожилками более поздних минералов (глипистые, пирит-марказит). Двойниковые полоски в минералах разорваны и смещены по прожилку.

Все это позволяет сделать вывод о том, что метаморфизм имел место в процессе рудоотложения. Причиной послужили внутриминерализационные подвижки, которые сопровождали рудообразование и дважды привели к перекристаллизации (кварц, киноварь с антимонитом). Метаморфические преобразования минера-



лов, наряду с традиционными признаками, могут служить дополнительным критерием для выделения стадийности формирования минерализации.

### Н.З.ЕВЗИКОВА (Ленинград). ПРОБЛЕМА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФОРМ КРИСТАЛЛОВ.

Существует проблема минералогической интерпретации особенностей кристаллов в плане использования этих особенностей в поисково-разведочном деле (учение о типоморфизме минералов). В частности, минералогическая интерпретация формы кристаллов подразумевает конечное истолкование набора и количественного соотношения граней, ребер и вершин различных простых форм как критерия перспективности обнаружения месторождений этих кристаллов.

Могут быть разные пути решения проблемы минералогической интерпретации форм кристаллов: логическое мышление, экспериментальное моделирование, кристалломорфологическое картирование. Каждый путь имеет свои преимущества и недостатки, поэтому вопрос о выборе пути есть вопрос об экономичности получения конечных результатов исследования, т.е. кристалломорфологических критериев поисков и оценки месторождений и рудопроявлений. Путь кристалломорфологического картирования представляется наиболее экономичным, поскольку он основывается на изучении оригинальной картины минералообразования, а не ее логических или экспериментальных копий (пусть даже и самых удачных). Кристалломорфологическое картирование пока единственный путь, который уже имеет в своем активе прецеденты правильного направления поисков.

Кристалломорфологические различия между искусственными и естественными кристаллами одних и тех же веществ доказывают непознанность условий роста кристаллов минералов в общем случае. Естественные условия роста кристаллов таковы, что они приводят во-первых, к чрезвычайному разнообразию встречающихся на кристаллах простых форм, во-вторых, к их вполне закономерной смене во времени и пространстве, в-третьих, к небольшому числу

реализующихся направлений кристалломорфологической изменчивости. Особенности природного кристаллогенезиса не могут быть удовлетворительно — с точки зрения практики — интерпретированы без признания за природными процессами качеств эволюционности: саморегуляции, ограниченности по числу типов, тенденциозности и необратимости. Именно эволюционный характер минералообразования позволяет существовать и развиваться далее различным минералого-геохимическим методам прогнозирования месторождений, в том числе и кристалломорфологическому методу.

М.А.КЛИТЧЕНКО, Н.Н.МАКАРОВ (Украинское МО). ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ВЫШКОВСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ ЗАКАРПАТЬЯ.

Вышковское рудное поле (ВРП) в Закарпатье является районом развития неогенного вулканизма и связанных с ним активных процессов гидротермального минералообразования, в том числе ртутного и свинцово-цинкового оруденения. Анализ состава ассоциаций гидротермальных минералов на ВРП позволил выявить ряд закономерностей локализации сульфидного оруденения и пространственного размещения сопровождающих его жильных образований метасоматитов. Установленная ранее горизонтальная геохимическая зональность рудного поля (Славская, 1957г.), выраженная в последовательной смене с СВ на ЮЗ трех геохимических зон (ртутной, ртутно-полиметаллической и полиметаллической) является отражением вертикальной зональности гидротермального минералообразования на уровне современного эрозивного среза. Пространственное положение и состав установленных парагенетических ассоциаций минералов отражают режимы минералообразования, существовавшие в гидротермальной системе на разных гипсометрических уровнях.

В пределах полиметаллической геохимической зоны развиты пирито-кварцево-серицитовая и пирито-хлорито-карбонатная парагенетические ассоциации минералов, включая рудные (галенит, сфалерит), характерные соответственно для фаций березитов и про-

пелитов; в ртутной — преимущественно кварцево-каолининовая с киноварью и метациннабаритом ассоциация каолининовых аргиллизитов и существенно кварцевых метасоматитов.

Минеральные парагенезисы ртутной зоны формировались в условиях относительно низких (менее  $180^{\circ}\text{C}$ ) температур с кислой в основном, восстановительной среды минералообразования, а парагенезисы полиметаллической зоны — при более высоких температурах ( $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$ ) при щелочном восстановительном режиме гидротерм. Ртутно-полиметаллическая зона пространственно и по своим параметрам гидротермальной системы занимает промежуточное положение и характеризуется развитием существенно монтмориллонитовых и гидрослюдистых минеральных парагенезисов.

Ассоциации гидротермальных минералов ВРП образовались под воздействием насыщенных углекислотой и сероводородом существенно жидких поствулканических эманаций, циркуляция которых осуществлялась по зонам тектонических нарушений, возникших в ходе формирования вулкано-купольных структур. Эволюция физико-химических параметров гидротермальной системы, отразившаяся на составе, пространственном расположении и взаимоотношениях упомянутых выше парагенетических ассоциаций минералов, находилась в тесной зависимости от тектоно-магматической активности района в целом характеризуется регрессивной направленностью. Следствием этого является часто наблюдаемое на ВРП наложение (телескопирование) низкотемпературных минеральных парагенетических ассоциаций на более высокотемпературные. Закономерности пространственного размещения установленных поствулканических минеральных ассоциаций, возникших в ходе эволюции гидротермальной системы, использованы в качестве критерия при прогнозировании в данном районе ртутного оруденения.

**И.В.КОВАЛЕНКО, А.Ф.СВИРИДЕНКО, Е.М.СУЧКОВА (Московское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КВЕЛИРНЫХ ЖАДЕИТОВ.**

1. Изучены парагенезисы минералов жадеитовых месторождений Прибалхашья и Полярного Урала, размещенных в ультрамафитах. Установлена взаимозависимость между жадеитообразованием,

стадиями метасоматоза, составом минералообразующих растворов и серпентинизацией.

2. Формирование жадеитов происходило в две стадии, характеризующиеся определенными минеральными парагенезисами. В первую стадию кристаллизовались пороодообразующие белые и серые жадеиты с хлорит - флогопит - актинолитовыми оторочками. Ювелирные и ювелирно - поделочные разновидности зеленых цветов формировались во вторую стадию в результате перекристаллизации и метасоматического замещения пороодообразующих жадеитов.

3. Кристаллизация пороодообразующих жадеитов соответствует по времени антигоритизации ультрамафитов. С этой стадией минералообразования связано и формирование натровых аксессуарных минералов: жадеита, жадеит содержащего пироксена, Na - амфиболов. Образование ювелирных разновидностей сопровождалось формированием черных или вишневых серпентинитов - милонитов и выделением в телах пороодообразующих жадеитов и вмещающих серпентинитов кальцийсодержащих минералов: гроссуляра, везувиана, пренита, диопсида, омфацита, скаполита.

4. Стадийность процесса минералообразования отражает эволюцию Na - растворов, которые по мере формирования пороодообразующих жадеитов и взаимодействия их с серпентинитами, заметно обедняются натрием и обогащаются кальцием, магнием и железом, что и привело к образованию ювелирных и ювелирно-поделочных пироксенов. Наличие графита и самородного свинца во вмещающих серпентинитах и жадеититах, понижение коэффициента окисленности железа в околорудных серпентинитах свидетельствуют о восстановительных условиях жадеитообразования.

5. Кальцийсодержащие минералы - гроссуляр, везувиан, пренит, диопсид, омфацит, скаполит - рекомендуются в качестве минералов-индикаторов ювелирного жадеитообразования и могут быть использованы как один из минералогических критериев при поисках и оценке тел с высококачественным сырьем.

О.С.КОЧЕТКОВ (Ухтинское отделение). Акцессорные минералы И РУДОГЕНЕЗ.

Рудогенез, понимаемый как история формирования скоплений рудного вещества, или рудонакоплений, в определенных структурно-формационных <sup>условиях</sup> земной коре, объединяет в себе онтогенез и филогенез рудонакоплений (Рундквист, 1968). Месторождения, как наиболее крупные рудонакопления, выделяются на основе технологического-экономических показателей, или кондиционных требований. Последние не остаются постоянными, а периодически снижаются, что обуславливает переход месторождений из разряда более мелких в более крупные. Эти изменения затрагивают и рудопроявления вплоть до акцессорных минералов (минерализации), особенно малых и редких элементов. В итоге получаем непрерывный ряд рудонакоплений от самых крупных до самых мелких, соответствующих некондиционному, но выше кларкового, уровню содержания рудного элемента и называемых нами акцессорной рудной минерализацией, или эмбриональным рудообразованием (Страхов, 1960; Малахов, 1968 и др.). Рудонакопление отсутствует при наличии акцессорной рассеянной минерализации, отвечающей кларковому уровню или еще меньшему содержанию рудного элемента в породе (таблица).

#### Рассеяние и концентрация рудного вещества

Категории количественной оценки содержания минерального рудного вещества	Категории количественной оценки распределения рудных элементов	
I. Акцессорная рассеянная минерализация <sup>X</sup>	I. Средние и дисперсные содержания (кларк данной системы и рассеянное состояние).	
Рудонакопления	2. Акцессорная рудная минерализация.	2. Концентрация, относительно малая.
	3. Рудопроявление	3. Концентрация, относительно средняя
	4. Месторождение, мелкое и среднее.	4. Концентрация, промышленная, малая.
	5. Месторождение крупное	5. Концентрация, промышленная большая

X) Включает аутигенные и аллотигенные (ксеногенные) минералы.

Таким образом, создается система понятий, передающих минерало-геохимическую эволюцию рассеяния и концентрации (Сауков, 1975; Гаврусевич, 1973) рудного вещества в земной коре. Между величиной кларка рудного элемента в земной коре и уровнями его минимальных и максимальных кондиций существует прямая зависимость (Менакер, 1976). Отсюда следует, что максимальный уровень акцессорной рассеянной минерализации определяет уровень потенциально возможных запасов соответствующего рудного вещества в месторождениях, и в частности, в эндогенных. Для последних, с этих позиций, отрицается прямая связь с подкоровым субстратом как с непосредственным источником рудонакопления.

Изучение металлогенических особенностей складчато-глыбовых геоструктур Тимана, Енисейского кряжа и других позволило установить наличие тесных взаимосвязей между акцессорной минерализацией, парагенетическими ассоциациями акцессориев рудных элементов и процессами рудогенеза (Кочетков, 1967, 1979). Акцессорная рудная минерализация, развитая в пределах определенной геологической формации, может при благоприятных условиях вмещающей среды перейти в промышленные рудонакопления. Таким образом, она определяет металлогеническую специализацию вмещающей формации, а также в порядке вещественного наследования — пространственно связанных с ней формаций. Случаи отклонения в распределении акцессорной минерализации в пределах формации от логнормального закона служат признаком происшедших здесь процессов перераспределения рудного вещества и рудообразования. Широкое распространение акцессорной рудной минерализации определенных парагенетических ассоциаций в докембрийском фундаменте служит основой для формирования эндо- и экзогенных месторождений, включая весьма крупные, в диапазоне фанерозойских комплексов формаций наложенного и кроющего типов. Выявленные закономерности на конкретных примерах подтверждает рудогенный характер земной коры, выше изограды в 600–700°C, получившей название р у д о с ф е р ы (Рундквист, 1968).

Оловорудные объекты Приамурья (рудные поля, узлы, районы) приурочиваются к вулканогенно-плутоногенным поясам мелового возраста. Выяснение истории формирования метасоматитов и их продуктивных фаций обусловлено необходимостью повышения качества прогнозной оценки масштабов оруденения. На примере объектов Хингано-Охотского пояса рассматривается процесс преобразования эдуктов, протекавший в четыре основных этапа.

В первый этап, датируемый нижним мелом, в связи с образованием сводов по конфокальным дуговым и радиальным разломам происходило излияние андезитовой магмы, сформировавшей эффузивные и интрузивные породы натриевой серии. Метасоматические процессы, проявившиеся в площадном развитии биотититов и фельдшпатофинов, захватывают как осадочные породы фундамента, так и меловые вулканиты. Региональный метасоматоз привел к "залеживанию" глубинных разломов. Второй период, относящийся к верхнему мелу, знаменуется активизацией внутрикоровых субмеридиональных и субширотных разломов. К области пересечения их систем тяготеют крупные интрузивные тела калиевой серии, с которыми ассоциируют локальные метасоматиты (пегматиты, скарны, грейзены, пропилиты). При этом в количественном отношении резко преобладают грейзены, вмещающие оловянную, вольфрамовую и молибденовую минерализацию, причем состав грейзенов и их металлогеническая специализация зависят от глубины формирования. Третьему этапу, мел-палеогенового периода, вновь свойствен магматизм повышенной основности и щелочности, который использовал разломы субширотной, северо-западной и субмеридиальной ориентировки. При этом с интрузиями среднего состава довольно тесно переплетаются пропилитизация и аргиллизация, отражающие субвулканические условия процесса. Гипабиссальным обстановкам присуще развитие гранито- и монцитоподобных метасоматитов. Четвертый этап метасоматоза также проявился в мел-палео-

геновый период и по времени сопровождается образование пород щелочно-гранитовой формации. Локальные метасоматиты в зависимости от глубинности образования представлены: альбититами, скарноидами, хлорито-турмалиновыми метасоматитами. На фоне оловоносности всех перечисленных разностей, последние имеют наибольший практический интерес.

Анализ состава и последовательности образования продуктов метасоматоза свидетельствует о конвергентности и комплементарности как региональных, так и локальных метасоматитов. Наиболее продуктивными являются образования, характеризующиеся полным набором фаций и их эволюционной завершенностью.

В.С.КУДРИН, М.А.КУДРИНА, А.Е.СИЛАЕВ (Московское отделение).  
СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ — ОДИН ИЗ ГЛАВНЫХ ФАКТОРОВ  
ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

1. Крупные промышленные скарново-шеелитовые месторождения, в отличие от месторождений небольших масштабов и рудопроявлений, характеризуются длительной эволюцией постмагматического процесса, многостадийным характером минералообразования и формированием продуктивной минерализации в продолжении нескольких стадий.

2. Образование шеелита в скарновых месторождениях происходит на стадии кислотного выщелачивания в значительном интервале температур (400–200°C) при проявлении кварцево-полевошпатового метасоматоза, грейзенизации, пропилитизации, кварцево-серпичитового метасоматоза и беритизации. В связи с этим концентрация вольфрамового оруденения зависит от особенностей взаимного расположения и интенсивности проявления перечисленных продуктивных стадий.

3. На примере крупных промышленных скарново-шеелитовых месторождений Приморья показано, что размещение и концентрация вольфрамового оруденения, сформированного в неоднородной среде



при многостадийном послемагматическом метасоматическом процессе, определяются особенностями положения метасоматитов разных стадий относительно штокообразных материнских интрузивов, морфологией контактовой поверхности последних и составом вмещающей среды. В развитии прерудных и рудных метасоматических процессов: скарнирования, кварцево-полевошпатового метасоматоза, пропилитизации и березитизации проявлены тенденции: а) относительно уменьшения масштабов развития каждой последующей стадии, б) возрастания интенсивности процесса по латерали по мере приближения к интрузиву и максимальное его проявление в пределах кровли массивов гранитоидов, в) уменьшения ареала их распространения с глубиной, г) возрастания пространственной обособленности метасоматитов каждой последующей стадии от образований предшествующих стадий, д) зависимости локализации и масштабов развития метасоматитов каждой стадии от специфических черт субстрата: для скарнов наиболее благоприятно нахождение мраморов среди биотитизированных (ороговикованных) эффузивов среднего состава, для пропилитов — алмосиликатные породы повышенной основности (скарны и ороговикованные эффузивы среднего состава), для березитов — силикатные высокоглиноземистые породы повышенной основности (биотитизированные эффузивы среднего состава, биотитовые слюдиты и гранодиориты. Накопление волфрама связано с постскарновым кварцево-полевошпатовым метасоматозом, пропилитизацией и березитизацией и возрастает в продуктах каждой последующей стадии.

4. Анализ эволюции минералообразования следует использовать в геологической практике на ранних стадиях геолого-разведочных работ как один из ведущих критериев оценки промышленной значимости скарново-шеелитовых проявлений.

А.А.КУРДЖОКОВ (Северо-Кавказское отделение). О ПАЛЕЗОЙСКОМ И АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ.

1. Историю геологического развития Кавказа обычно подразделяют на три эпохи: байкальскую, герцинскую, и альпийскую. Первая из них практически не расшифрована, с герцинской эпохой связывают формирование мощной толщи базальтоидов, глинисто-

кремнистых, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных пород, а также внедрение интрузий габбро-диоритовой и габбро-сиенитовой формаций; в заключительный период фиксируется интенсивная складчатость и мощный гранитоидный магматизм, сопровождавшийся экзоконтактовым метаморфизмом и высокой теллурносностью ( Sn, Mo, W, As ). С ранним этапом альпийской эпохи, характеризующейся полным геосинклинальным циклом развития, генетически связано медно-пирротинное и полиметаллическое оруденение, а с позднеальпийским этапом – месторождения и рудопроявления вольфрама, молибдена, полиметаллов, сурьмы и ртути.

2. Одним из самых значительных месторождений вольфрамо-молибденовых руд на Северном Кавказе является Тырнауз, формирование которого обычно связывают с позднеальпийской эпохой. Соответственно и поиски руд аналогичного типа ориентируются на проявления молодого магматизма. Вместе с этим, результаты комплексных геологических исследований последних лет показывают, что с альпийским циклом связана лишь завершающая стадия формирования Тырнауза, а рудоносные скарны, составляющие главную промышленную ценность месторождения, были сформированы скорее всего в позднегерцинскую эпоху. Об этом свидетельствуют: А. Палеозойский возраст пород, слагающих участок месторождения (в породах нижней юры, непосредственно прилегающих к оруденелым зонам и прорванным гранитами позднеальпийского цикла, никаких признаков вольфрамо-молибденовой минерализации не подмечено; структура месторождения в целом согласуется с элементами тектоники герцинской эпохи. Б. Наличие двух магматических комплексов – палеозойского и кайнозойского; в состав первого входит несколько видов плагиогранитов, интравудный возраст которых однозначно доказывается по непосредственным соотношениям с рудными залежами. В. Неразрывная связь оруденения с комплексом метаморфитов (роговиков), сформировавшихся под воздействием мощного теплового потока, непосредственно предшествовавшего скарнированию и рудообразованию, таким образом, весь цикл рудообразования протекал в затухающем температурном режиме единого теплового потока, связанного с палеозойским магматизмом. Г. Отчетливо секущее положение позднеальпийских гранитоидов относительно роговиков, скарнов, рудоносных метасоматитов и плагиогранитов.

Оруденение позднеальпийского цикла, имеющее специфический облик (  $Bi, Pb, Sb$  ), наложено на молодые граниты в форме жил, метасоматических тел и рудоносных брекчий; наблюдаются также признаки гидротермального метаморфизма руд раннего цикла, а также взаимные пересечения и телескопирование рудоносных зон и жил, отражающих ранний и поздний циклы рудообразования.

4. Широко распространенное мнение о кайназойском возрасте Тырнауза относится лишь к завершающему периоду его формирования. Месторождение же в целом является неотъемлемой частью герцинской истории зоны Передового хребта, поэтому перспективы открытия залежей вольфрамо-молибденовых руд Тырнаузского типа следует связывать с зоной Передового хребта и прежде всего с теми её интервалами, где проявлен весь комплекс явлений, определяющих её рудоносность. В настоящее время можно выделить три таких участка: 1) верховье р.Зинтыркол-Суарык, 2) верховье реки Кыртык и 3) район р.Исламчат.

М.М.ЛОСЬ, С.И.СЬЯН (Северо-Кавказское отделение). АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА УГЛЕВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ УСТОЙЧИВОСТИ КРОВЛИ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА.

Вещественный состав углевмещающих пород является одним из важных показателей в изучении и прогнозировании устойчивости пород кровли угольных пластов в горных выработках шахт. Устойчивость кровли обуславливается многими геологическими, горно-техническими и технологическими факторами. Непосредственная кровля наиболее часто представлена глинистыми породами (аргиллитами), от смены вверх по разрезу вещественного состава которых во многом зависит ее устойчивость.

Глинистые породы непосредственной кровли угольного пласта К<sub>2</sub> шахты "Антрацит" производственного объединения "Гукувоуголь" изучались макроскопически и микроскопически с подсчетом процентного содержания следующих минеральных компонентов: гидрослюда, хлоритов, пирита, карбоната, кварца, полевых шпатов и обугленных растительных остатков. В вертикальном разрезе кровли выделены две минеральные ассоциации, имеющие разный характер эволюции и неодинаковое влияние на устойчивость в горных выработках. Первая ассоциация представлена гидрослюдой, хлори-

том, обугленными растительными остатками и вторая — кварцем, полевым шпатом, карбонатом. Вверх по разрезу отмечается определенная закономерность в эволюции выделенных минеральных ассоциаций — они как бы компенсируют одна другую. Вторая ассоциация минералов обуславливает при прочих равных условиях повышенную устойчивость в горной выработке каждого аргиллитового слоя в отдельности. Устойчивость кровли угольного пласта также повышается при увеличении содержания пирита в аргиллитах.

Полученные данные по эволюции минералов в глинистых породах кровли угольных пластов рекомендуются к использованию при прогнозе устойчивости углевещающих пород в горных выработках шахт по геологоразведочным данным.

#### А.А.НИКИТИН (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ МУСКОВИТА КАК КРИТЕРИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ).

Изучался характер эволюции постдиагенетических преобразований обломочного мусковита из располагающихся в зоне позднего катагенеза кварцевых верхневизейских песчаников нижнего карбона центральной части Днепровско-Донецкой впадины (Анастасьевская, Гадячская, Харьковцевская, Березовская и другие нефтегазоносные структуры). Сравнивались продуктивные и непродуктивные пласты верхневизейских песчаников.

В непродуктивных пластах песчаников эволюция постдиагенетических преобразований мусковита в процессе погружения песчаников на глубину, сопровождающегося последовательной сменой во времени (в течение мезо-кайнозоя) начального катагенеза средним и далее поздним катагенезом, идет по схеме: частичная гидратация мусковита (начальный катагенез) — разбухание и расщепление концов чешуек мусковита (средний катагенез, угли марки Д) — прорастание концов чешуек мусковита новообразованным каолинитом (средний катагенез, угли марки Г) — пакетная гидрослюдазация новообразованного каолинита (поздний катагенез).

В продуктивных пластах песчаников эта эволюция приостановлена на стадии слабого расщепления (разбухания) чешуек мусковита на концах (средний катагенез, угли марки Д). Это свидетельствует, во-первых, о торможении углеводородами процессов преобразования обломочного мусковита, во-вторых, о древнем

(домезозойском) возрасте нефтяных углеводородов на исследованных структурах. Это позволяет также определить относительное время прихода углеводородов в песчаные пласты.

Отмеченные особенности эволюции постдиагенетических преобразований обломочного мусковита в продуктивных и непродуктивных пластах верхневизейских песчаников открывают перспективы использования этой эволюции в качестве критерия нефтягазоносности в пределах изученного региона.

#### К.Н.НИКИШОВ (Якутское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В КИМБЕРЛИТОВОЙ СИСТЕМЕ.

Кимберлитовая система отражает единство ультраосновной, щелочной и карбонатитовых составляющих, тесное переплетение которых реализуется в кимберлитовых породах. Последовательная смена стадий развития кимберлитовой системы составляет сущность кимберлитового процесса. Кимберлитовые породы находятся как в самостоятельных сообществах, так и в пространственной связи с породами щелочно-ультраосновного состава. По петрографическим, минералогическим и химическим особенностям кимберлитовые породы образуют единый генетический ряд платформенных ультраосновных пород: альнеиты-кимберлиты-карбонатиты. Кимберлитовый процесс включает интрузивную и субэксплозивную фазы, которым отвечают дайки и штоки кимберлитов и альнеитов; трубки и жильные тела, выполненные кимберлитовыми брекчиями.

Зарождение кимберлитового процесса связывается с частичным плавлением ультраосновного вещества верхней мантии, остатки которого присутствуют в кимберлитовых породах в виде ксенолитов и отдельных зерен минералов. Плавление исходных пород происходит в результате подъема интрателлурических флюидов восстановительного характера. В плавление вовлекаются минералы по мере увеличения температуры плавления. Состав возникающих расплавов обусловлен степенью плавления исходных пород и вхождением  $H_2O$  и  $CO_2$  в расплав. Инконгруэнтные свойства плавления таких минералов, как хромдиопсид и гранат, объясняют обилие и типоморфные особенности хромшпинелидов, ассо-

цирующих с алмазами.

Эволюция минералообразования в кимберлитовом процессе заключается в смене этапа начальной кристаллизации этапом внутрикамерной кристаллизации. Завершается эволюция кимберлитовой системы этапом гидротермального минералообразования. Для этапа начальной кристаллизации характерно образование минералов ультраосновной ассоциации. Происходит как формирование порфировых выделений кристаллов, так и нарастание одноименных минералов иного состава на реликтах исходных пород. Понижение температуры и изменение состава расплава создают неравновесные условия, раннеобразованные минералы, реагируют с расплавом; оливин замещается серпентином, вокруг граната формируются каймы флогопито-хромшпинелевого состава, ильменит окружается каймами перовскито-шпинелевого состава. Этап внутрикамерной кристаллизации характеризуется формированием ассоциации минералов, слагающих основную массу кимберлитов, главными минералами которой являются флогопит, серпентин, карбонат, перовскит, рудные минералы сложного состава. В небольших количествах в основной массе кимберлитов присутствуют иногда клинопироксен диопсид-салитового состава и монтчеллит. Плавление этих минералов в основной массе кимберлитов подтверждает комагматичность кимберлитовых пород с альнеитами. Этап гидротермального минералообразования включает карбонаты, серпентины, сульфиды, кварц и другие.

Д.О.ОНТОВЕВ (Московское отделение). ПОЗДНЕ- И ПОСТАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОМПЛЕКСНЫХ РУД РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ, ФТОРА, БАРИЯ, СТРОНЦИЯ И ЖЕЛЕЗА, СВЯЗАННЫХ С БАЗАЛЬТОИДНО-ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ КАЛИЕВОГО РЯДА.

Месторождения комплексных руд редких земель, фтора, бария, стронция и железа пространственно и генетически тесно связаны с вулканоплутоническими и плутоническими сериями базальтоидно-щелочных пород калиевого ряда. Они преимущественно развиты в областях тектономагматической активизации древних платформ и щитов и в консолидированных складчатых структурах фа-

нерозоя. Размещение магматических пород и ассоциированных с ними месторождений контролируется глубинными разломами, линейными и рифтогенными структурами. Оруденение имеет полихронный характер с возрастом, варьирующим от верхнего протерозоя до палеогена-неогена включительно. Магматические породы по составу варьируют от мезократовых до щелочных и кислых и обнаруживают гомодромный, гомодромно-антидромный и более сложный циклический характер эволюции базальтоидно-щелочной магмы. В геохимическом аспекте породы вулканоплутонической и плутонической серии характеризуются преобладанием калия над натрием, заметной повышенной концентрацией редких земель, бария, стронция, фтора и фосфора, а также типоморфной аксессуарной минерализацией (монацит, ортит, редкоземельные апатит и сфен).

По глубинности формирования рассматриваемые месторождения подразделяются на близповерхностные и гипабиссальные, причем первые тесно ассоциируют с вулканоплутоническими, а вторые — преимущественно с плутоническими сериями базальтоидно-щелочных пород. Формирование месторождений в обеих группах происходило как в позднемагматический, так и в постмагматический этапы минерализации. Ведущую роль в образовании месторождений играл постмагматический этап, в ходе которого проявлено несколько наиболее продуктивных стадий минерализаций (монацитом-магнетитовая, монацитом-баритом-доломитовая, флюоритом-баритом-целестином-карбонатом-бастнезитовая, редкоземельно-эгириновая. В позднемагматический этап образуются апатитом-бритолитом-титаном-магнетитовые рудные земли, неправильные жилы-линзообразные тела и обособления в эндо- и экзоконтактной зонах интрузивов щелочных пород. По термобарогеохимическим данным образование этих руд происходило из силикатно-солевых расплавов-рассолов при температурах от 1000–700°C и давлении порядка 1,5–2 кбар. В постмагматический этап в ранние стадии оруденение возникало из концентрированных солевых рассолов-растворов при температурах от 600–550°C до 400°C, в промежуточные стадии — из углекисло-щелочно-фторидных растворов с повышенной концентрацией солей при температурах 400–350°C до 200–180°C, в конечные стадии (кварцево-карбонат-

ная, карбонатно-целестиновая) – из жидких слабо минерализованных растворов при температурах 180–100°C.

**В.Г. ПЛАВУДИН (Украинское МО). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ, ТИПОВ И ТЕКСТУРНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ МАРГАНЦЕВЫХ РУД НА НИКОПОЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ.**

Результаты изучения вещественного состава и текстурно-структурных особенностей марганцевых руд Никопольского месторождения свидетельствует о том, что ныне существующие минералы, типы и текстурно-структурные разновидности не оставались постоянными, а произошли путем длительного преобразования первоначального состава и форм их нахождения, вызванного изменениями условий их существования в земной коре. Период эволюции подразделяется на четыре последовательных этапа: первый этап – осадочное рудоотложение; второй этап – преобразование осадка в процессе формирования (литификации) рудного пласта; третий этап – окисление и выщелачивание первичных руд; четвертый этап – гипергенное новообразование. Установленные особенности строения рудного пласта, последовательности формирования и изменения руд и объяснение причин, их побудивших, позволяют уточнить генезис месторождения, установить закономерности размещения типов руд и дать прогноз размещения новых месторождений марганцевых руд.

**Е.В. ПЛКШЕВ (Ленинград). ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ КАК РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ.**

Установлены региональные масштабы проявления эпигенетической минерализации в подвижных областях земной коры. Она представлена ареалами слабых гидротермально-метасоматических изменений пород. Эти ареалы имеют различный возраст и происхождение и содержат в качестве сингенетических включений рудные залежи и околорудные метасоматиты. В общем случае такие ареалы



ли, отвечающие функционированию конкретных гидродинамических систем, порожденных определенным геологическим событием (становлением внедренного плутона, вулканического массива или тектонической перестройкой и т.п.), измеряются десятками, сотнями и первыми тысячами квадратных километров. В среднем содержание гидротермальных минералов в пределах таких ареалов оценивается в 5–15% от объема замещаемых пород, что при глубине распространения в первые километры составляет  $10^9$ – $10^{11}$  т новообразованной гидротермальной минерализации в рамках ареала. Эти цифры вполне сопоставимы с массами формационных тел осадочного и магматического происхождения, слагающих земную кору. Отмеченные ареалы имеют упорядоченное внутреннее строение, выраженное закономерным сочетанием сопряженных в пространстве и времени метасоматических зон с различными статистически устойчивыми ассоциациями гидротермальных минералов. Новообразованный состав этих зон и их структурные отношения, устойчиво повторяющиеся в определенных условиях проявления, позволяют выделить региональные метасоматические формации (РМФ).

РМФ закономерно сменяют друг друга в истории геологического развития подвижных областей и определенным образом сочетаются в их пространстве. На примере Казахской складчатой страны иллюстрируется строение различных РМФ и их положение в геологической структуре различных регионов. Таким образом, история геологического развития, определяющая металлогению соответствующей территории, пополняется историей развития гидротермальной деятельности, зафиксированной в конкретных формах своего проявления.

Природа рудоносности РМФ определяется сочетанием в её строении периферических зон, в которых происходит мобилизация рудных компонентов, с центральными зонами, где эти компоненты имеют тенденцию к концентрированию. Поверхность разграничения периферических и центральных зон одной РМФ представляет собой геохимический барьер возможного рудообразования. Эти положения обосновываются геохимическими данными, которые позволяют проводить количественную оценку перспективных ресурсов РМФ и тем самым обеспечивать качественное и количественное прогнозирование рудных узлов и районов.

Изменение свойств рассматривается на примере алмаза, бадделита, циркона, корунда и других устойчивых минералов из мелкозернистых комплексных прибрежно-морских россыпей дальнего сноса. В этих отложениях концентрируются устойчивые к выветриванию и транспортировке минералы из различных источников, в том числе космогенные. Длительность и условия нахождения минеральных частиц "в пути" от материнских источников различны. История их перемещения во времени и пространстве сложна. Характерно многократное чередование динамических и статических периодов.

Пребывание в специфичных условиях во время между высвобождением из материнской породы и попаданием в россыпь находит отражение в изменении ряда признаков и свойств минералов. Изменения содержат интересную генетическую информацию - о некоторых важных событиях предшествующей истории минеральных частиц, общей относительной длительности миграции, суммарном влиянии разных процессов и др. Механическое воздействие при переносе частиц (абразивный износ, соударения) даже при сохранении формы зерен приводит к структурным изменениям поверхностного слоя и увеличению активной поверхности. Эффективность изменения зависит от активности транспортирующей среды, длительности перемещения и других факторов. Изменение зерен минералов, находящихся в составе промежуточного коллектора, может быть вызвано метаморфогенными процессами. Сонахождение с радиоактивными минералами приводит к радиационным изменениям (окраски, структуры, электропроводности и т.д.). Важное значение имеет фактор времени. Следствием суммарного воздействия различных факторов является возрастание контраста структурных особенностей периферийных и внутренних частей зерен, повышенная адсорбционная способность, изменение люминесцентных свойств, электропроводности и окраски, в частности, появление радиационной окраски и т.д. Изменения фиксируются визуально и инструментальными методами.

Моделирование процессов изменения и искусственное восста-

новление первоначальных свойств природно измененных минералов позволяет оценить относительную интенсивность воздействия естественных факторов. Особого внимания заслуживают изменения космогенных минералов россыпей, происшедшие за время пребывания в условиях космоса (результат облучения, ударного метаморфизма и т.д.). Неправильная подготовка материала к исследованию может "стереть" значительную часть полезной информации о рассматриваемых изменениях. Прикладное значение изменений, возникших после высвобождения зерен минералов из материнских источников рассматривается на примере выделения и диагностики разновидностей алмаза и других минералов.

А.П.ПРОНИН (Казахстанское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЧЕДАННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ: ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, МЕТОДОЛОГИЯ ИЗУЧЕНИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ.

Исключительная важность выяснения эволюции колчеданного оруденения определяется его сквозным характером (с раннего архея), широким распространением и тесной связью с тектоникой, вулканизмом, магнетизмом, осадконакоплением. Архейская колчеданная минерализация отличается приуроченностью к вулканогенно-осадочным отложениям зеленокаменных поясов, площадным развитием, Zn-Cu составом руд, заметной примесью Ni, Co, Cr, Sn, As. В протерозое минералообразование происходило как в вулканических поясах, так и в богатых органикой карбонатно-кремнистых породах с базальтами, андезитами (стратиформные Pb-Zn руды с Cu, Ag, Sb, F, В). Фанерозойское оруденение разнообразно по условиям формирования, составу, морфологии и масштабу. Типичный пример - месторождения Казахстана.

Теоретический синтез данных эмпирической истории колчеданного минералообразования возможен только на основе диалектической логики, прежде всего - принципа конкретного историзма. Всеобщее, понимаемое конкретно, т.е. как отражающее сущность явления, позволяет выяснить его действительную историю, увязать изменчивость с устойчивостью. В качестве такого для колчеданного минералообразования предлагается понятие "колчеданообразующая геодинамическая система" (КГС), объединяющая три

взаимосвязанных процесса (и соответственно зоны): генерации (обогащенный серой верхнемантийный базальтоидный расплав), миграции и ассимиляции (флюидовод с внутрикоровыми магматическими очагами) и отложения (близповерхностный участок у вулканического центра). Предполагается, что КГС возникает в связи с дегазацией мантии и потоком ювенильных флюидов. На примере месторождений Казахстана различаются вулканический, интрузивный и рудный этапы длительного (п. 10<sup>7</sup> лет) функционирования КГС.

Таким образом, состав и характер оруденения – результат сложного взаимодействия таких закономерно изменяющихся во времени факторов, как объем и глубина залегания источника, содержание в нем газов, состав и проницаемость коры, условия рудоотложения. В частности, особенности архейской минерализации обусловлены обогащенностью активной протомантии летучими компонентами, небольшой мощностью и симатическим составом протокоры, вулканогенно-осадочным типом литогенеза. В соответствии с увеличением мощности и кратонизации литосферы степень дифференциации магм и ассимиляции корового вещества возрастала, что выразилось в увеличении разнообразия руд и количества в них Pb, Ag, K, Si. Благоприятное сочетание условий генерации, миграции и отложения привело к образованию в  $PR_2-Pz_3$  во всем мире валчеданных месторождений. Понятие "рудообразующая геодинамическая система" дает основу для классификации типов колчеданной минерализации, выяснения ее связей с меднопорфировым и другим оруденением.

В.П. РОГОВА (Восточно-Сибирское отделение). ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ НА СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОБЛАСТЕЙ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ И ПРОГНОЗНЫХ РАБОТАХ.

Локальная и региональная зональность выявлены разномасштабным минералогическим картированием низкотемпературных месторождений (свинца, цинка, молибдена и др.) и рудных полей, локализующихся в гранитах, вулканитах и осадочных отложениях ме-

зозойского возраста. Установлено, что наибольшим развитием пользуются минеральные ассоциации кварцево-калишпатовой, кварцево-альбитовой, грейзеновой, скарновой, пропилитовой, аргиллизитовой, цеолитовой формаций; средне-низкотемпературное оруденение часто накладывается на телескопированные минеральные ассоциации ранних стадий. Многократное наложение изменений приводит к извлечению и перераспределению рудных элементов. В то же время образование минеральных ассоциаций пострудных минеральных комплексов (кварцево-карбонатных, карбонатных, кварцево-хлоритовых) также ведет к перераспределению и часто разубоживанию рудных образований.

Степень проявления и характер распределения различных минеральных ассоциаций в ореолах зависят от состава вмещающих пород, уровня эрозионного среза. Отмечается закономерное распределение минеральных ассоциаций, принадлежащих к разным формациям, так и внутри формаций, а также соответствие локальной и региональной зональности. Зональность выразилась в последовательной смене по простиранию и падению кварцево-калишпатовых минеральных ассоциаций кварцево-альбитовыми. На последние телескопируются ореолы грейзенизации, пропилитизация, аргиллизации, цеолитизации. Во внутренних частях ореолов пропилитизации наибольшим развитием пользуется кварцево-эпидотовая ассоциация, в промежуточных - хлоритовая (пеннин, клинохлор) и во внешних карбонатная. Во внутренних частях аргиллизитов преобладает каолинит, сменяющийся монтмориллонитом и смешанослойным минералом гидрослюда-монтмориллонит, в промежуточных развита гидрослюда и во внешних - хлорит (железистый), иногда карбонат. В ореолах цеолитизации во внутренних частях преобладает ломонтит, в промежуточных - десмин и во внешних - изотропизированный десмин. Соответствие локальной и региональной зональности, устойчивость, проявление в разных условиях в гранитах, вулканитах, терригенных отложениях позволяет использовать ее при поисково-оценочных и прогнозных работах.

Б.Л.ФЛЕРОВ (Якутское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В РУДНОМАГМАТИЧЕСКИХ УЗЛАХ С КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ.

Этапы минералообразования, в течение которых образуются отдельные разнотипные месторождения рудных комплексов в рудно-магматических системах, синхронизируются с фазами развития магматических комплексов и тектоническими импульсами в блоке. В системах с преобладанием касситерит-сульфидных месторождений развитие магматических комплексов во времени идет от основных или средних интрузий (даек) к умеренно кислым интрузиям гранодиоритов, далее к интрузиям гранитов третьей фазы. С ранними породами ассоциируют проявления золота или вольфрама; с более поздними — месторождения касситерит-кварцевой формации часто с вольфрамитом, турмалином и арсенопиритом. Четвертая фаза представлена продуктами дифференциации глубинных гранитоидных очагов — гранит-порфирами или субщелочными гранитами, с которыми связаны касситерит-кварцевые месторождения, обогащенные фтором, литием, часто танталом, ниобием, скандием, индием, обедненные вольфрамом. За ними следуют дайки диорит-порфиритов или лампрофиров, геохимически специализированные на олово и другие металлы, с которыми синхронны касситерит-сульфидные месторождения следующего этапа. После внедрения этих даек или даже даек базальтоидного комплекса формируются свинцово-цинковые месторождения. В конкретных случаях схема эта может видоизменяться, усложняться или из нее могут выпадать отдельные звенья, но последовательность этапов и фаз обычно сохраняется.

Месторождения каждого этапа формируются в течение нескольких стадий минерализации, состав продуктов которых определяется составом растворов равновесных с кристаллизующейся в данный момент магмой единой интрузии. Температура растворов от стадии к стадии понижается и, согласно Д.С.Коржинскому, они эволюционируют от раннещелочных к кислым и позднещелочным и способны отлагать все более низкотемпературные минералы. Прорыв растворов в область рудоотложения осуществляется в резуль-

тате охлаждения и сокращения объема магматических и надинтрузивных масс, появления в них разрывных усилий, которые разряжаются в тектонических подвижках. Кислотно-щелочная дифференциация по пути движения растворов, падение их температуры и взаимодействие с вмещающими породами обуславливают появление последовательных парагенезисов в рудных телах, которые в общем повторяют последовательность состава минеральных ассоциаций стадий как в направлении движения растворов, так и в каждом отдельном сечении.

### В.В.ШАТОВ (Ленинград). РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИИРТЫШСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ.

С помощью специального средне-крупномасштабного картирования слабопроявленных гидротермально-метасоматических изменений изучена региональная метасоматическая зональность (РМЗ) центральной части Прииртышского района Рудного Алтая.

Строение РМЗ района определяется сложным сочетанием на его площади участков развития альбитофибро-березитовой, фельдшпатолискарново-пропилитовой, пропилиито-серцитолитовой и фельдшпатолиито-грейзеновой совокупностей зон гидротермально-метасоматических изменений, отвечающих соответственно  $D_2-C_1$  субмаринной вулканогенной,  $C_3$  плутоногенной,  $PZ_3$  тектоногенной и  $PZ_3(?)$  ультраметаморфогенной вспышкам гидротермальной деятельности. По особенностям проявления гидротермально-метасоматических процессов территория района подразделяется на три блока: Северный, Центральный и Южный. Северный блок, охватывающий северо-восточное крыло Алейского антиклинория, характеризуется сочетанием альбитофибро-березитовых изменений, развитых по осадочно-вулканогенным образованиям кварц-кератофировой и андезитовой формации ( $D_2 - C_4$ ), с фельдшпатолитоскарново-пропилитовыми зонами, накладывающимися на предыдущие и связанными с гранитоидными интрузиями змеиногорского комплекса ( $C_{2-3}$ ). Центральный блок, отвечающий в геотектоническом отношении северо-восточной периферии Иртышской зоны смятия, отличает сложное совмещение в пространстве узких приразломных участков пропилиито-серцитолитовых изменений с оре-

олами более ранних альбитофиро-березитовых и фельдшпатолито-скарново-пропилитовых дообразования, во многом затушеванных здесь за счет проявления интенсивного диапирометаморфизма пород. В Южном блоке, являющемся по существу осевой кристаллической полосой Иртышской зоны смятия, среди гнейсо-гранитов и кристаллических сланцев  $PZ_3$  (?) выделяется серия узких ореолов турмалинсодержащих грейзенов и фельдшпатолитовых парагенезисов, тесно ассоциирующих с телами анатектоидных гранитов и адамеллитов.

По положению в РМЗ колчеданно-полиметаллические месторождения района подразделяются на три группы. Для первой группы месторождений (Николаевское, Лосишинское, Чудак) устанавливается тесная пространственная взаимосвязь с зонами альбитофиро-березитовых изменений, для второй - с участками скарнирования, ороговикования, пропитилизации и вторичнокварцитизации. Эта группа, представленная Таловским, Рулихинским и Покровским месторождениями, приурочена к области контактового воздействия гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса на осадочно-вулканогенные образования  $D_2-C_1$ . Третья группа месторождений (Иртышское, Березовское, Верхне-Березовское, Белоусовское) контролируется протяженными узкими зонами серицитолитизации, в пределах которых они тяготеют к их границам с зонами пропилитовых изменений, развитых также как и серицитолиты на фоне более ранних альбитофиро-березитовых и фельдшпатолито-скарново-пропилитовых ассоциаций. При этом рудные тела месторождений данной группы противоречиво сочетают в себе признаки формирования в вулканогенно-гидротермальных и тектоногенно-гидротермальных условиях.

Таким образом, изучение в пределах рассматриваемой территории региональной метасоматической зональности позволило расшифровать историю проявления гидротермально-метасоматической деятельности в районе и наметить в ней место основных рубежей колчеданного рудообразования.



Ю.Н.ЯКОВЛЕВ, А.К.ЯКОВЛЕВА, Н.Л.БАЛАВОНИН, Ю.Н.НЕРАДОВСКИЙ,  
Д.А.ОРСОЕВ (Кольское отделение). ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ И АССОЦИАЦИЙ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА).

1. Образование сульфидных медно-никелевых руд является длительным, многоактным процессом, протекающим в широком диапазоне физико-химических условий. Выделяются три крупных этапа рудогенеза и отвечающие им минеральные комплексы (магматический, регионально-метаморфический, поздне-метаморфический), а в их пределах несколько стадий и соответствующих им минеральных ассоциаций. Главные минералогические особенности руд определяются временем и геологической позицией процесса рудогенеза.

2. В магматический этап формируются сами никеленосные интрузивы и сингенетическое оруденение. В нем прослеживаются стадии и парагенетические ассоциации: раннемагматическая (оливины, пироксены, плагиоклазы, окислы Fe, Ti, Al и Cr), позднемагматическая (ранние амфиболы и слюды, моносulfиды, продукты распада твердых растворов в силикатах и окислах), аутометаморфическая (некоторые амфиболы, слюды, серпентины, тальк, ранний магнетит, продукты распада твердых растворов моносulfидов и др.). Для магматического комплекса характерно небольшое число минеральных видов и ассоциаций, выдержанность минералого-геохимических параметров оруденения в пространстве, близкие состав и свойства главных минералов. Этот этап является решающим в процессе рудогенеза, обуславливает принципиальную общность основных черт вещественного состава руд в различающейся геологической обстановке.

3. В последующие этапы происходит метаморфическое преобразование никеленосных массивов базит-гипербазитов и формируется эпигенетическое оруденение. Ассоциации стадии регионального метаморфизма и близкой к нему по времени стадии эпигенетического оруденения (кальциевые амфиболы, слюды, хлориты, sulfиды и окисные минералы метасоматической вкрапленности, а также сплошных и брекчиевидных руд) сменяются минералами стадии околожильного метаморфизма (железо-магниево амфиболы, слюды,

талк, второстепенные и редкие рудные минералы). Комплекс поздне-метаморфического этапа характеризуется преобразованием всех пород в условиях низких температур, проявлен локально, крайне неравномерно и связан с поздними тектоническими зонами. Ассоциации этого этапа отличаются невыдержанностью в пространстве и пестротой минеральных видов (карбонаты, талк, поздние хлориты, амфиболы и серпентины, виоларит, марказит, пирит, галенит, сфалерит, галенит и т.п.). Метаморфические комплексы в целом характеризуются широким, повсеместным развитием типичных метаморфических минералов, преобладанием водосодержащих силикатов, метасоматической вкрапленности сульфидов, обилием минеральных видов и ассоциаций. Последние признаки отрицательно влияют на технологические качества медно-никелевых руд.

4. Приведенная последовательность является общей для всех месторождений Кольского полуострова, но в конкретных районах количественные соотношения различных комплексов и ассоциаций могут сильно варьировать. Полнее она проявлена на месторождениях, связанных с доскладчатыми или синкладчатыми интрузивами базит-гипербазитов, испытавших влияние регионального метаморфизма. Всесторонний анализ минеральных ассоциаций позволяет: оценить перспективы рудоносности новых объектов, повысить комплексность использования руд и выбрать оптимальные схемы их переработки.

Я.В.ЯКОВЛЕВ, В.Б.БЕЛИНСКИЙ, Б.Я.БИЧУС (Якутское отделение).  
ПРЕЕМСТВЕННОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВОЙ ФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕЛЕННЯХСКОГО КРЯЖА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ).

Оловорудные месторождения магнезиальноскарновой формации формируются в течение четырех стадий, В прогрессивную стадию развития позднемезозойских гранитоидных интрузивов, в условиях привноса флюидами кремния и алюминия, инертного поведения магния по доломитам и додомитизированным известнякам ранне- и среднепалеозойского возраста образуется инфильтрационная метасоматическая колонка магнезиальных скарнов со "стандартным" набором зон (от гранитов к карбонатным породам): аподоломитовых

диопсидо-анортитовых околоскарновых пород → шпинеле-диопсидовых скарнов → шпинеле-диспсидо-форстеритовых скарнов → кальцифиров со скачкообразным уменьшением содержания кремния и алюминия, при обратном поведении магния и особенно кальция.

В раннюю стадию послемагматического этапа развития гранитоидных интрузивов, в условиях привноса растворами щелочей, железа, бора, фтора, олова и других компонентов, инертного поведения кальция по магнезиальным скарнам и гранитам эндоконтакта развивается асимметричная биметасоматическая колонка апомагнезиальных излещиковых скарнов. Состав вновь образующихся минералов и зон колонки зависит от массы магния, алюминия и кремния в исходных зонах магнезиальноскарновой колонки. Так, по периферийным зонам колонки, богатым магнием, интенсивно кристаллизуются минералы группы гумита, магнезиальные и железомагнезиальные бораты в ассоциации с магнетитом, а по зонам шпинеле-диопсидовых скарнов и диопсидо-анортитовых околоскарновых пород-высокогликоземистые везувиан и груссуляр в ассоциации с салит-геденбергитом, аксинитом и редким андрадитом, причем более железистые силикаты преимущественно замещают околоскарновые породы. Маломощная тыловая зона сложена волластонито-плагиоклазо-пироксеновыми скарнами или пироксено-плагиоклазовыми породами (иногда со скаполитом); в сторону гранитов сменяется зоной близскарновых пород. По ходу процесса увеличивается фтористость флогопитов, минералов группы гумита (до хонродита), железистость и оловянистость пироксенов и железомагнезиальных боратов. Флогопиты и минералы группы гумита унаследуют железистость диопсида, шпинели и форстерита, закономерно повышающуюся от кальцифиров к тыловым зонам. В конце стадии отлагается шеелит.

Состав минералов и зон метасоматической колонки редкометалльных грейзенов зависит также от состава исходных пород и интенсивности процесса грейзенизации. Касситерит ассоциирует с шеелитом, арсенопиритом, турмалином, амфиболами актинолит-тремолитового ряда и др.

Марматит-пирротиновые руды с примесью станнина интенсивно замещают силикаты, особенно железосодержащие. Во внешних зонах магнезиальноскарновой колонки сульфиды сопровождаются серпентином, хлоритами, бруситом, ссайбелиитом в сростаниях с тонкозернистым магнетитом.

Г.Н.ШАБАЛДИН (Ленинград). ЗНАЧЕНИЕ АНАЛИЗА И ЭВОЛЮЦИЯ СВЯЗЕЙ СОСТАВ- ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ РАЗЛИЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И РУД КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА).

Обоснованная геологическая интерпретация разнообразной и обширной геофизической информации, ее углубленный анализ и эффективное комплексное использование при картировании, поисках и прогнозировании, особенно в закрытых районах, практически недостижимы без достоверного и конкретного знания тех свойств вещества (горных пород и руд), которые являются физической основой различных дистанционных методов прикладной геофизики. В первую очередь это относится к магнито- и гравитразведке, наиболее широко применяемым на практике, что и определяет выбор намагниченности (включая остаточную) и плотности в качестве основных свойств при исследовании петрофизических особенностей и их связей с вещественным составом минеральных ассоциаций, в том числе рудоносных.

На примере мафит-ультрамафитовых комплексов различных структурно-формационных зон восточной части Балтийского щита (Центрально- и Южно-Кольской, Имандра-Варзуги, Ветреного пояса), включая рудоносные и перспективные для поисков полезных ископаемых (железа, никеля, меди, хрома, асбеста и др.) показана возможность и практическая целесообразность выявления и анализа устойчивых, статистически значимых связей вещественного состава и физических свойств пород и руд.

Для изучения таких связей, отражающих пространственно-временную эволюцию петрогенезиса, использовался комплекс традиционных геолого-петрографических, минералогических, геохимических, а также петрофизических исследований в совокупности с многомерными статистическими методами обработки и анализа информации.

Материалы проведенных работ позволяют считать петрофизические особенности, а также связи основных свойств пород и руд между собой и с петрохимическими параметрами чуткими индикаторами фациальных и генетических условий формирования и преобразования минеральных парагенезисов, что показано на примерах различных и формационно однотипных ультрамафитов и их метаморфических производных в гетерогенных структурах, медно-никелевых, асбестовых и других пудопроявлений. Особенности физиче-

ских свойств и связи последних с химизмом отражают внутреннее единство и эволюцию взаимнообусловленных параметров состава и строения минеральных агрегатов — их конституцию. Использование этого понятия, традиционное в минералогии, следует признать рациональным и плодотворным для петрологических и формационных исследований, поскольку оно выражает существо системного подхода к изучению геологических объектов различных уровней организации.

Вместе с тем, функциональные связи конституции с физическими свойствами выступают в качестве достоверной основы для обработки и геологической интерпретации геофизических данных лишь при условии комплексного изучения вещественного состава, строения и свойств конкретных минеральных и породных ассоциаций парагенезисов. Это определяется неоднозначностью эволюции связей исходных при метаморфизме и эпигенетическом оруденении в различных структурно-минерагенических зонах.

Для заметок

Д л я з а м е т о к

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Президент ВМО академик А.В.Сидоренко . . . . .	3
Общие проблемы эволюции минералообразования в истории геологического развития .....	4
Критерии последовательности процессов минералообразования во времени .....	30
Особенности процессов формирования горных пород и руд в различные геологические эпохи .....	59
Значение анализа эволюции минералообразования для геологической практики .....	III



МИНЕРАЛЫ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
ИСТОРИИ

Тезисы докладов к VI съезду  
Всесоюзного минералогического общества

Утверждено к печати  
Ученым советом Всесоюзного минералогического  
общества

Подписано к печати 26.08.81. М-29970.  
Формат 60 x 84<sup>I</sup>/16. Бумага офсетная № 1.  
Печать офсетная. Печ.л. 9,5. Усл.печ.л.=8,8.  
Уч.-изд.л. 8.25. Тираж 750. Изд. № 8254.  
Тип.зак. № 788. Цена 50 к.

Ленинградское отделение издательства "Наука"  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая  
типография издательства "Наука"  
109034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

50 к.

3706