

Институт геологии Коми филиала АН СССР

П-1460
В.27

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Дар



Сыктывкар 1978

А-1760
в. 27

Решение

Академия наук СССР
Коми филиал
Институт геологии

(Труды, вып. 27)

Проверка 2020
Биб. ЭКЗ переименов.

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Сыктывкар 1978

В сборнике сообщаются результаты работ Института геологии Коми филиала АН СССР за 1977 г. Приводятся сведения по стратиграфии, палеонтологии, литологии и геохимии фанерозоя. Рассматриваются особенности тектоники Предуральяского краевого прогиба и п-ова Канин. Дается характеристика ряда минералов, рассматриваются процессы роста природных и искусственных кристаллов.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов.

Редакционная коллегия

М.В.Фишман (отв. редактор), В.А.Дедеев, А.И.Елисеев, В.И.Есева, В.А.Молин, Н.И.Тимонин, Я.Э.Юдович, Н.П.Юшкин

© Коми филиал АН СССР, 1978

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ В 1977 г.

М.В.Фишман

Согласно плану институт в 1977 г. участвовал в разработке семи крупных проблем, в аспекте которых велись исследования по 15 темам. Две темы были закончены с представлением окончательных научных отчетов. Кроме этого были представлены отчеты по завершённым этапам двух тем, по которым исследования продолжаются.

В результате работ, проведенных по этим темам, была разработана методика обоснования необходимого числа проб керна из скважин для лабораторных исследований на стадии детальной разведки нефтяных и газовых месторождений. Методика реализована на ЭВМ и внедрена при разведке и подсчете запасов месторождений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и позволяет повысить не только эффективность геологоразведочных работ, но и уровень их надежности.

Проведено детальное изучение конституции и свойств флюорита как показателей условий минералообразования и критериев практической ценности руд. На основании заводских технологических испытаний флюорита южнопайхойских и новоземельских месторождений составлены соответствующие технологические заключения. Совокупность полученных данных позволила провести комплексный анализ перспектив флюоритонности Уральско-Новоземельской провинции.

Выполняя директивы XXV съезда КПСС и соответствующие указания АН СССР, Институт геологии сосредоточил основные силы и средства на разработке проблем, имеющих наиболее важное не только научное, но и народнохозяйственное значение, особенно для формирования нового Тимано-Печорского территориального производственного комплекса.

В целях повышения эффективности исследований институт координировал свои работы, с одной стороны, с геологическими институтами Карельского и Кольского филиалов АН СССР, с Уральским научным центром, Башкирским и Казанским филиалами АН СССР, а с другой,

с Архангельским и Ухтинским территориальными геологическими управлениями Министерства геологии РСФСР, производственными объединениями СевМорГео и Северуралгеология и другими организациями. Со всеми указанными производственными организациями заключены договоры о творческом содружестве или хозяйственных договорах.

В результате проведенных в 1977 г. исследований институтом получены новые данные по геологии и минеральным ресурсам Европейского Севера СССР.

Лабораториями стратиграфии и палеонтологии завершены исследования по крупному этапу темы "Корреляция разнофациальных разрезов палеозоя и мезозоя Северо-Востока европейской части СССР в связи с их нефтегазоносностью". Уточнены региональные схемы стратиграфии, разработаны региональные принципы корреляции удаленных разрезов разнофациальных отложений, установлены важнейшие фаунистические и флористические комплексы, имеющие наибольшее коррелятивное значение. Проведена реконструкция и анализ палеогеографических обстановок на изученной территории и составлен ряд литолого-палеогеографических карт масштаба 1:1.500.000.

По договору с Ухтинским ТГУ проводилось изучение стратиграфии позднекайнозойских отложений нефтегазоносных районов Большеземельской тундры (в пределах Печорской низменности). На исследованной территории прослежены основные горизонты верхнекайнозойских отложений. С применением новой методики, разработанной в институте, удалось собрать представительную коллекцию костей мелких млекопитающих, что позволит достаточно подробно расчленить и надежно датировать изучаемые отложения.

Отделом геологии горючих ископаемых продолжались работы по выявлению тектонических критериев прогноза нефтегазоносности на Европейском Севере СССР и по изучению нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции. Основные силы были сосредоточены на исследованиях территории Большеземельской тундры. Для указанной области были составлены карта рельефа фундамента и новые структурные карты по основным нефтегазоносным комплексам. Получена характеристика особенностей современного структурного плана территории и проведен палеотектонический анализ ее развития. Все это позволило по новому подойти к перспективной оценке территории на нефть и газ, выделив площади с разными тектоническими условиями для нефтегазоаккумуляции.

Сопоставление южных районов Тимано-Печорской провинции с одноконтинентными, но детально изученными районами Восточной Татарии позволило предварительно оценить возможности увеличения фонда структур в

Ижма-Печорской впадине. Установлены некоторые новые закономерности распространения газовых залежей в Тимано-Печорской провинции.

Подготовлена основа для составления геологической карты рифейского фундамента Печорской плиты.

Проведено изучение рассеянного вещества палеозойских осадочных пород с целью выяснения генетического типа исходного органического вещества для прогнозирования типа генерируемого углеводородного флюида в процессе преобразования органического вещества. Исследовалось влияние пород-экранов на распределение и сохранность залежей нефти и газа. В пределах изученной части Тимано-Печорской провинции выделены основные нефтегазоносные комплексы.

Лабораторией петрографии и рудных полезных ископаемых продолжалось исследование магматических пород севера Урала и Тимана. Изучались раннепалеозойские вулканогенные комплексы и продуктивные гранитоиды Полярного Урала, магматические формации Тимана и п-ова Канин. На западном склоне Полярного Урала выделены и детально описаны четыре базальтоидных и липаритовых комплексов. На Полярном Урале изучались средне- и позднепалеозойские гранитоидные комплексы.

На Северном Тимане среди основных пород докембрийского возраста выделено несколько групп, отличающихся по составу, структурным особенностям и характерным рудопроявлениям. Изучены реакционные взаимоотношения на контактах гранитов и габбро. Уточнены генетические связи известных в изученном районе рудопроявлений молибдена и полиметаллов.

Лабораторией генетической и экспериментальной минералогии изучались минералогия и условия формирования гидротермальных месторождений севера Урала, Пай-Хоя, Байгача, Тимана и Новой Земли. В результате дана детальная характеристика гидротермальной минерализации п-ова Канин, баритовой, молибденитовой и медно-никелевой на Северном Тимане, медных и полиметаллических месторождений Байгача и значительно уточнено представление о рудной зональности, выделены области, перспективные на медно-колчеданное оруденение. Проведено крупномасштабное топоминералогическое исследование Саурейского рудного поля на Полярном Урале. Установлены новые полиметаллические рудопроявления. Выявлены закономерности строения и размещения флюоритовой минерализации на севере Урала, Пай-Хое и Новой Земле, установлены критерии локализации технического и оптического флюорита. Открыты многочисленные проявления флюоритовой, сфалеритовой и галенитовой минерализации; значительно уточнено представле-

ние о металлогеническом и минералогическом облике Пай-Хоя. Комплексные исследования минералогии хрусталеносных месторождений Приполярного Урала позволили дифференцировать кварц по его промышленной ценности, как возможное сырье для плавки.

Специальные исследования были посвящены проблемам теоретической минералогии и экспериментального моделирования процессов минералообразования. Основное внимание было обращено на изучение механизмов минералообразования, взаимосвязь конституции и свойств минералов с условиями их генезиса, а также на изучение минералов как носителей генетической информации.

Лабораторией литологии и осадочного рудогенеза изучались осадочные формации севера Урала и Пай-Хоя и перспективы их рудоносности, а также продолжались работы по изучению палеозойских кор выветривания Тимана. В результате были уточнены границы между структурно-формационными зонами на Пай-Хое; впервые проведено широкое геохимическое изучение палеозойских отложений Карской структурно-формационной зоны. Подтверждена генетическая связь бокситов среднетиманских месторождений с корами выветривания сланцево-карбонатных и глинисто-карбонатных пород рифея.

В 1977 г. были завершены исследования по теме "Геологическая изученность СССР". Последний том, охватывающий период 1966-1970 гг., подготовлен к публикации.

В целях совершенствования связей с производственными организациями и внедрения результатов исследований в практику институтом было заключено четыре хозяйственных договора с Архангельским и Ухтинским геологическими управлениями. Кроме этого выполнялось 18 договоров о творческом содружестве, заключенных с различными производственными организациями.

По результатам исследований, имеющих практическую ценность, был передан для реализации ряд научных отчетов и докладных записок.

Через различные издательства институтом было опубликовано четыре монографии, семь тематических сборников и 49 статей в различных журналах. Две работы были депонированы в ВИНТИ. Общий объем опубликованных работ составил 179 печ. листов, в том числе 72 печ. листа через издательство "Наука".

За успехи в развитии народного хозяйства институт награжден дипломом ВДНХ, четыре сотрудника - бронзовыми медалями и шесть утверждены участниками выставки.

В 1977 г. институтом совместно с комиссией по микропалеонтологии было проведено VII Всесоюзное совещание по проблеме "Принципы и методы биостратиграфических микропалеонтологических исследований",

а совместно с объединением СевМорГео и Архангельским геологическим управлением - совещание по геологии и полезным ископаемым Новой Земли. Кроме этого был проведен всесоюзный коллоквиум по микропалеонтологическому обоснованию границ турнейского яруса.

Сотрудники института приняли активное участие в ряде международных, всесоюзных и региональных совещаний, на которых ими было сделано 32 доклада.

В целях пропаганды научных и политических знаний для населения Коми республики было прочтано более 300 лекций, проведено 18 выступлений по радио и телевидению.

Большую научно-методическую помощь институт получает от Отделения геологии, геохимии и геофизики АН СССР, от ряда головных институтов АН СССР (ГИНа, ИГЕМа и ряда других). Большое значение имело посещение института в сентябре 1977 г. академиком - секретарем отделения, академиком Б.С.Соколовым, подробно ознакомившимся с деятельностью института и давшим ценные советы и рекомендации.

По-прежнему большую научно-методическую помощь оказывают институту академик В.В.Меннер, доктора наук Д.П.Григорьев, В.А.Франк-Каменецкий, С.В.Мейен, канд.наук Л.Л.Шанин и др.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЮРМЭНЕКСКОГО КОМПЛЕКСА

Т.А.Фомиченко, В.Н.Охотников

На восточном склоне Полярного Урала установлена генетическая связь железорудных скоплений с юрмэнекским комплексом [3]. Представлен он габбро-норитами, диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и аляскитовыми гранитами, образующими штокообразные и пластовые тела. Они сосредоточены в бассейнах рр.Щучьей, Лонгот-Югана и Юнь-Яхи в области развития силурийско-нижнедевонских эффузивов, реже среди метасоматических габбро ордовикского возраста или среди доордовикских метаморфических пород.

Наиболее ранними являются габбро-нориты. Они прорваны биотитовыми гранитами и гранодиоритами, которые сопровождаются диоритами. О генезисе последних не существует единого мнения. По нашим представлениям, тела их, тесно связанные с биотитовыми гранитами, относятся к гибридным и экзоконтактовым метасоматическим образованиям. Вместе с тем часть исследователей выделяла самостоятельные интрузии диоритов.

По совокупности признаков юрмэнекский комплекс сопоставим с магнитогорским, в ассоциации с которым находятся известные железорудные месторождения [3, 4]. В связи с этим габбро-нориты и особенно диориты и граниты юрмэнекского комплекса представляют существенный интерес. Однако если для магнитогорского комплекса достаточно надежно установлен каменноугольный возраст [4], то для юрмэнекского уверенно выяснена лишь нижняя возрастная граница. Габбро-нориты, диориты и граниты его интродуцируют в вулканогенные толщи силура - нижнего девона и, естественно, относятся к постнижнедевонским образованиям. Верхняя же граница по геологическим данным не установлена. Попытки выяснить ее с помощью определений возраста интрузивных пород калий - аргоновым методом встретили существенные затруднения, так как в неизмененных габбро-норитах содержания K_2O столь низки (0,3-0,45%), что препятствуют выполнению опреде-

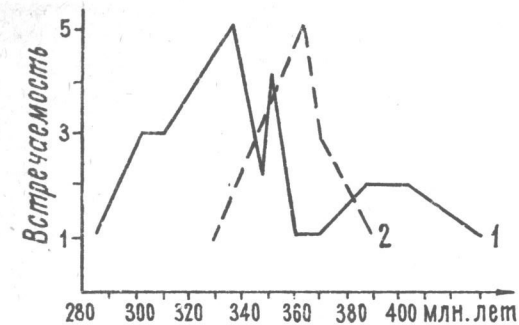


Рис. 1. Диаграмма абсолютных возрастов гранитов и гранодиоритов, определенных калий-аргоновым методом (1) и методом сравнительной дисперсии двупреломления (2).

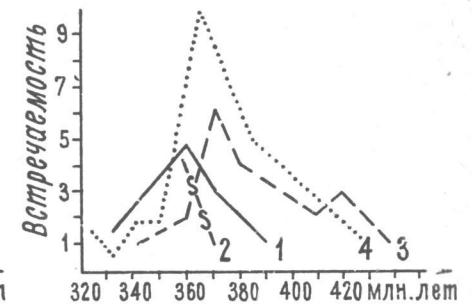


Рис. 2. Диаграмма абсолютного возраста интрузивных пород юрмэнекского комплекса (метод сравнительной дисперсии двупреломления).

1-граниты, гранодиориты, 2-диориты, 3-габбро-нориты, 4-метасоматические породы.

лений. Диориты же и граниты в своем большинстве заметно изменены, что обуславливает "омоложение" пород. Не случайно, что полученные таким методом цифры абсолютного возраста гранитов колеблются в широком диапазоне - от 284 до 434 млн. лет (рис.1).

Неизмененными в породах юрмэнекского комплекса обычно остаются пироксен и амфибол. Определенный по ним абсолютный возраст пород может быть наиболее достоверным. Особенно важно изучение амфибола. Он встречается во всех интрузивных разновидностях, а также в их экзоконтактах, в том числе в оруденелых роговиках и железорудных скарнах. Такое распределение его представляет возможность широкой возрастной корреляции горных пород юрмэнекского комплекса. Однако малые количества амфибола в гранитах ограничивают применение ядерных методов геохронологии, но вполне достаточны для определения методом сравнительной дисперсии двупреломления [2], преимуществ которого в этом случае очевидны.

Надежность определений абсолютного возраста методом дисперсии двупреломления была проверена на образцах горных пород, отобранных из палеонтологически охарактеризованных образований. С этой целью нами были изучены диабазовые порфириты, вмещающие большую часть интрузии юрмэнекского комплекса. Исследованный покров их мощностью 100-

150 м вскрыт в каньоне р.Щучьей выше устья р.Нганараха-Яха. В верхней части его содержится прослой известняков, в котором собраны *Spinatrypa ex gr. azimaspia Eichw.*, *Atrypa ex gr. devoniana Webst.*, *Gypsidula nivalis Khod.* По определению А.И.Першиной они характерны для кобленцкого яруса нижнего девона. Абсолютный возраст порфиритов, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления в образцах, отобранных в 50 м ниже по разрезу, равен 420 ± 20 млн.лет, что соответствует границе верхнего силура и девона.

В нижних частях бассейнов рр.Хеукур-Яха и Осовой-Яха покровы диабазовых порфиритов мощностью до 100 м переслаиваются с туфами, туфосланцами, песчаниками и известняками. В последних обнаружены трилобиты *Agnostidae gen.indet.*; *Niobella cf. ellipticaudata Buzskiy*, которые по определениям Н.Я.Анцигина характеризуют верхнюю часть нижнего ордовика, а абсолютный возраст диабазовых порфиритов равен 475 ± 20 млн.лет.

Для интрузивных пород надежность метода проверена на средне-позднедевонских габбро и диоритах янганапэйского комплекса. Они уверенно датированы, так как прорывают известняки эйфельского яруса, а галька их содержится в конгломератах фаменского яруса [1]. Абсолютный возраст габбро колеблется от 378 до $410 + 20$ млн.лет.

Приведенные факты свидетельствуют о достаточной в данном случае надежности метода сравнительной дисперсии двупреломления. Важно при этом только учитывать, что достоверность дат во многом зависит от правильного выбора разрезов изучаемых зерен.

Для различных горных пород юрмэнского комплекса методом сравнительной дисперсии двупреломления по амфиболам и пироксенам выполнено более 70 определений возраста. Часть из них для наименее измененных гранитоидов продублирована по валовым пробам калий-аргоновым методом. Сопоставление этих результатов свидетельствует о том, что калий-аргоновый метод дает в своем большинстве "омоложенный" возраст (рис.1). Однако расхождение значений находится в пределах допустимых ошибок и полученные результаты не противоречат друг другу. Они указывают, что наиболее достоверный возраст гранитов колеблется в интервале 350-360 млн. лет и совпадает с границей девона и карбона.

На диаграмме абсолютного возраста горных пород юрмэнского комплекса (рис.2) видно, что экстремумы габбро-норитов и гранитов занимают обособленное положение. Это может свидетельствовать о принадлежности их самостоятельным интрузивным фазам, разделенным интервалом времени в 15 млн. лет. Экстремум же диоритов из районов месторождений Овального и Озерного совпадает с таковым для

гранитов. Очевидно, формирование диоритов связано с внедрением масс гранитов, контаминацией и воздействием их на окружающие вулканогенные толщи. Подтверждением этому служит расположение на диаграмме дат диоритов внутри "поля" с экстремальными значениями абсолютно - го возраста горных пород метасоматического генезиса.

Экстремум метасоматических горных пород занимает место между пиками гранитов и габбро-норитов. Это указывает на раннее становление их, что также подтверждается развитием роговиков в контактах с габбро-норитами. Формирование же главной массы метасоматических пород опережало подъем гранитных расплавов. Этим объясняется весьма частое сонахождение скарнов с диоритами, что нередко воспринимается как доказательство продуктивности самостоятельных интрузий диоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бевз Е.И. Плагиогранит-габброидные комплексы Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с.110-114. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
2. Кузнецов Е.А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. М., "Недра", 1964. 180 с.
3. Охотников В.Н., Фомиченко Т.А., Бевз Е.И. Юрмэнский габбро-гранитный комплекс Полярного Урала. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 73 - 78.
4. Ферштатер Г.Б. Новые данные о строении магнитогорской габбро-гранитной серии. Ежегодник-1974. Свердловск, 1975, с. 45 - 47. (УНЦ АН СССР).

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ОРДОВИКЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Э.С.Щербаков, С.В.Мельников

Изучение цикличности осадконакопления способствует решению ряда геологических задач, в том числе корреляции разнофациальных и удаленных разрезов. Возможность такой корреляции легко оценить при сопоставлении разрезов ордовика Приполярного Урала (рр.Косью и Кожим) и береговых разрезов Пай-Хоя.

В бассейне рр.Косью и Кожим ордовикские отложения разделены на отделы, предпринята попытка расчленения их на ярусы по конодонтам [4] и выделены циклы разных порядков. Во всем разрезе ордовика можно выделить восемь мезоциклов (циклов третьего порядка), охвативших всю территорию. В отложениях тремадокского яруса выделено три мезоцикла [5]. Песчано-сланцевые отложения аренигского яруса отвечают четвертому и пятому мезоциклам (см. рисунок). Четвертый мезоцикл (250-300 м) начинается пестроцветной песчано-алевритовой пачкой с медным оруденением в верхней ее части. На ней залегает пачка серо-зеленых разномерных песчаников и сланцев с многочисленными банками ангарелл. Заканчивается мезоцикл пачкой переслаивания пестроцветных песчаников и алевролитов. В начале пятого мезоцикла накапливались зеленоцветные разномерные до гравелитистых песчаники с редкими прослоями алевролитов и банками ангарелл и мшанок, а в конце - пестроцветные песчаники и алевролиты. Мощность мезоцикла 200-250 м.

Шестому мезоциклу отвечают известковистые песчаники, песчанистые известняки, глинистые сланцы и известняки с малиновыми известковистыми песчаниками в верхней части. В верхнем течении Кожима на уровне верхней границы шестого мезоцикла среди известняков залегают линзы известняковых гравелитов. Время проявления шестого мезоцикла - лланвирн-лландейло. Мощность его 450-470 м.

Отложения седьмого мезоцикла (430-670 м) представлены лландейльскими известняками с обломками подстилающих песчаников, органично-обломочными известняками и темными доломитами карадока и

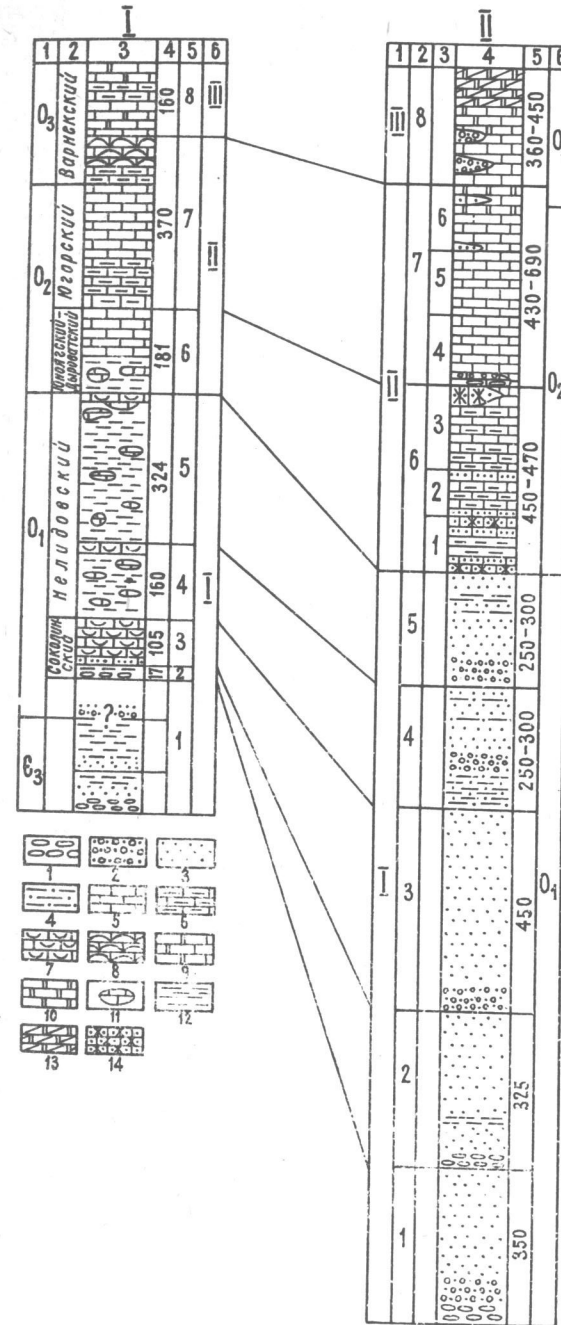


Рис. Цикличность осадконакопления в ордовике Приполярного Урала и Северо-Западного Пай-Хоя.

I - опорный разрез ордовика хребта Пай-Хой. 1 - отделы общей стратиграфической шкалы, 2 - горизонты местной стратиграфической шкалы, 3 - литологическая колонка, 4 - мощности, 5 - мезоциклы, 6 - макроциклы. II - разрез ордовика рр.Косью и Кожим. 1 - макроциклы, 2 - мезоциклы, 3 - пачки, 4 - литологическая колонка, 5 - мощности, 6 - отделы общей стратиграфической шкалы.

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5-9 - известняки; 6 - глинистые, 7 - органично-обломочные и детритовые, 8 - рифовые, 9 - доломитовые и доломитизированные; 10 - доломиты; 11 - линзы известняков; 12 - сланцы; 13 - доломиты замещения; 14 - красноватость в карбонатных породах.

доломитовыми мелкообломочными известняками, залегающими в нижней части верхнего ордовика, под пачкой светлых "амфиоровых" известняковых гравелитов.

Отложения верхнего ордовика - известняковые гравелиты, тонко- и микроркристаллические известняки и доломиты замещения образуют восьмой мезоцикл (360-450 м), заканчивающийся брекчиями растрескивания.

Выделенные мезоциклы образуют следующий ряд: первый — пятый мезоциклы составляют раннеордовикский макроцикл, характеризующийся континентальной и лагунной седиментацией, началом трансгрессии и ее краткой остановкой; шестой и седьмой мезоциклы — среднеордовикский макроцикл, которому свойственна морская седиментация при максимуме трансгрессии и значительном обмелении бассейна в конце макроцикла; мощная толща известняковых гравелитов и известняков восьмого мезоцикла свидетельствует о начале нового макроцикла осадко — накопления.

В опорном разрезе ордовика Пай-Хоя и Вайгача [1] установлены три цикла развития ордовикского бассейна: раннеордовикский, среднеордовикский и позднеордовикский. Каждый из этих циклов отвечает макроциклу и может быть разделен на мезоциклы.

В соколийском горизонте можно выделить два мезоцикла: нижний — известковистые глинистые сланцы, песчаники и базальные конгломераты (17 м — мыс Лакорсоле, 5 м — мыс Соколий); верхний — известняки и непосредственно подстилающий их слой песчаника (86—98 м). Юго-восточнее в районе озер Б.Елтарма и Тоинго распространены терригенные отложения ордовика и верхнего кембрия [2], но их соотношение с нижнеордовикскими отложениями береговых разрезов остается неясным.

В опорном разрезе ордовика Пай-Хоя и Вайгача [3] детритовые известняки распространены на уровнях границ и в средней части карбонатно-сланцевой толщи нелидовского горизонта. Очевидно, появление детритовых известняков в средней части этого горизонта также связано с обмелением бассейна и позволяет говорить о его накоплении в течение двух мезоциклов, охвативших интервал времени от раннего аренига до раннего лланвирна.

В среднеордовикском макроцикле можно выделить два мезоцикла: нижний — гидрослюдистые сланцы юноягинского горизонта и глинистые известняки дыроватского горизонта, содержащие лланвирн-лландейльский комплекс фауны; верхний — глинистые, слоистые и органогенно-обломочные известняки югорского горизонта, шламовые и рифовые известняки нижней части варнекского горизонта. Эти отложения соответствуют верхней половине среднего и самому началу позднего ордовика. Позднеордовикскому циклу отвечают органогенно-обломочные, биохемогенные, детритовые и обломочные известняки варнекского горизонта.

Сравнивая циклы седиментации в опорных разрезах Приполярного Урала и Пай-Хоя, нельзя не отметить полное соответствие количества средне- и позднеордовикских мезоциклов и положения границ. По тем же признакам весьма близки мезоциклы аренигского и тремадокского веков.

Таким образом, ордовикский седиментационный цикл характеризуется общими чертами развития на Приполярном Урале и Северо-Западном Пай-Хое. В нем могут быть выделены макро- и мезоциклы, границы которых в общем совпадают с границами стратиграфических подразделений. Такие циклы могут быть использованы при корреляции разнофациальных разрезов. Соответствие мезоциклов позволяет говорить об одинаковой направленности тектонических движений в ордовикском периоде в районах Приполярного Урала и Северо-Западного Пай-Хоя, но значительно меньшие мощности мезоциклов на Пай-Хое свидетельствуют о замедленном прогибании этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарев В.И. и др. Общая характеристика опорного разреза ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. — В кн.: Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Сб. статей. Л., 1970, с. 5 — 49. (НИИГА).
2. Еномян В.С. Палеозойские отложения и история геологического развития территории Западного Пай-Хоя и острова Вайгач. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Л., 1971. 25 с. (ВСЕГЕИ).
3. Красиков Э.М. Литологическая характеристика опорного разреза ордовика Пай-Хоя. — В кн.: Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Сб. статей. Л., 1970, с. 50—62. (НИИГА).
4. Мельников С.В. и др. Средний ордовик Косью-Кожимского района Приполярного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник—1976. Сыктывкар, 1977, с. 22—28. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
5. Щербаков Э.С., Мельников С.В. Цикличность и этапы ордовикской седиментации на западном склоне Приполярного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник—1975. Сыктывкар, 1976, с. 9—13. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

ОСНОВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ НИЖНЕГО КАРБОНА

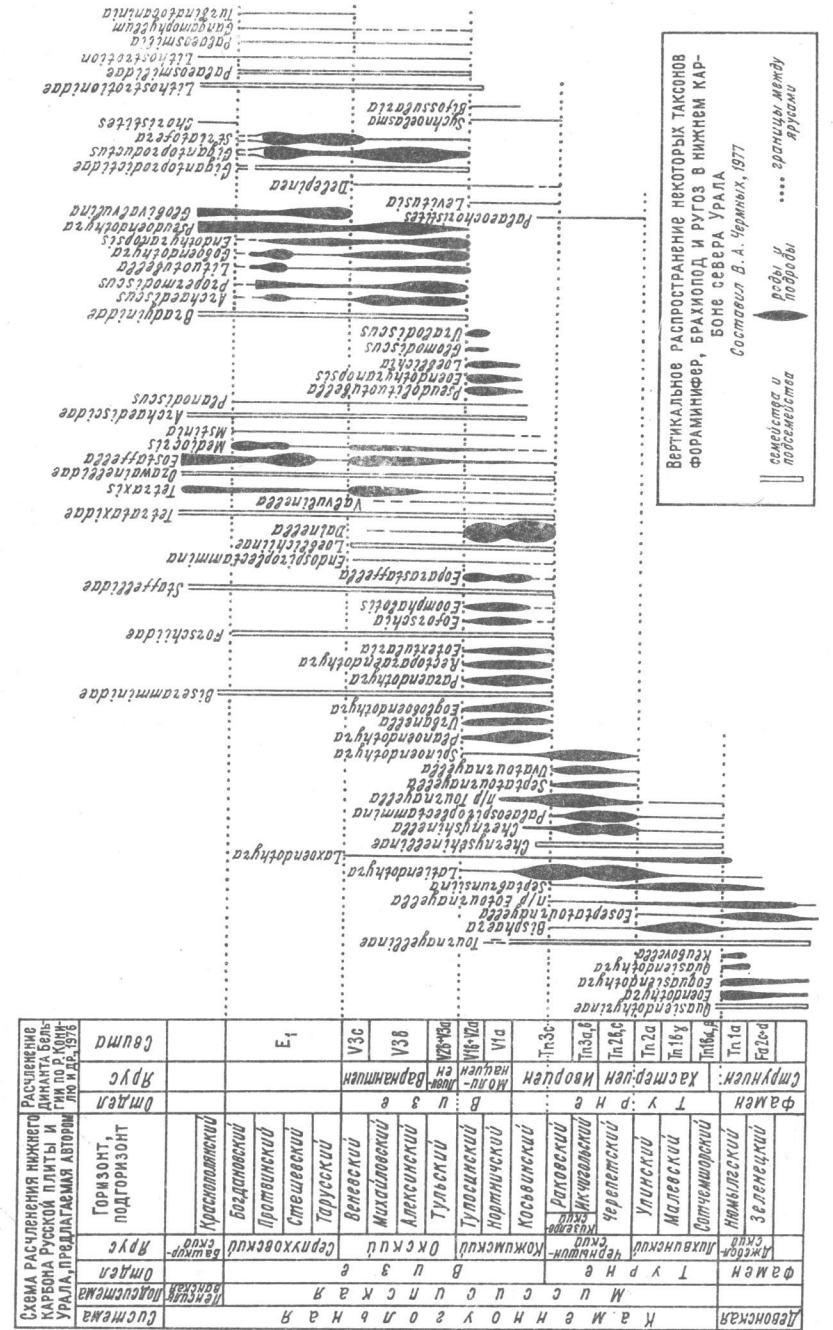
В.А.Чермных

Исследования филогенеза фораминифер нижнего карбона [4, 6, 7] показали, что турнейскому и визейскому ярусам отвечают крупные этапы развития турнейид и эндотирид. По Е.А.Рейтлингер [7] этапы эти настолько значительны, что она высказывается за признание в нижнем карбоне двух подотделов: нижнего в объеме турнейского яруса и верхнего в объеме визейского и серпуховского ярусов. Повышение ранга турне, визе и намюра до отделов (Series) было предложено Международной подкомиссией по стратиграфии карбона в 1971 г. [13], однако ярусное содержание отдела *Vise* в этом докладе не было уточнено.

Позже расчленение стратотипов турнейского и визейского отделов на ярусы было представлено Р.Конилом, Э.Гроессеном и Г.Пирлетом [12] и применено к разновозрастным отложениям севера Франции [10]. В 1976 г. автором было предложено относить нижнюю часть визейского яруса к новому, кожимскому ярусу [8]. Таким образом разными исследователями было показано, что визейский ярус по объему охватывает несколько ярусов.

Оригинальную схему расчленения карбона предложили А.Буроз, Р.Г.Вагнер, М.Гордон, С.В.Мейен, О.Л.Эйнон [1]. Каменноугольная система, согласно представлениям этих авторов, состоит из двух подсистем: миссисипской и пенсильванской. Миссисипская подсистема в их схеме равна отделу того же названия. Последний подразделен на турнейский, визейский и серпуховский ярусы. Нам представляется, что эти три яруса неравноценны по своему палеобиологическому содержанию. Наблюдения над этапностью развития фораминифер и брахиопод показывают, что в серпуховском веке заканчивают свое существование крупные таксоны визе: роды и семейства. Поэтому логичнее повысить ранг визе до отдела (см. рисунок). Отделом является и турне, и можно согласиться с Р.Конилом и др. [12] повысить до ранга отдела фаменский ярус.

Верхним ярусом девонской системы мы предлагаем считать джеболский, отложения которого ранее выделялись В.А.Разницыным в ка-



честве подъяруса [5], А.В.Дуркиной и Н.В.Кузнецовой — в качестве надгоризонта [2]. Позже А.В.Дуркина "переходные отложения девона и карбона" отнесла к самому нижнему ярусу карбона [3, с.108], Джеболский ярус отвечает ряду родовых зон (см. рисунок) и может быть параллелизован с ярусом струниен Западной Европы.

Разрез карбона следует начинать по угасанию квазиэндоитрид со слоев с первыми *Cheeruyshinella*, частыми *Laxoendothyra*, *Bisphaera* и *Siphonodella*. Мы считаем, что миссисипская подсистема должна быть разделена на два отдела: турнейский и визейский. В составе турнейского отдела предлагается выделять два яруса: лихвинский и чернышинский. В составе лихвинского намечается выделение трех горизонтов, нижний из которых отвечает калиновским слоям и назван А.В.Дуркиной сотчемшорским горизонтом. В верхнем ярусе турнейского отдела — чернышинском — также намечается трехчленное деление. Этому ярусу отвечают родовые зоны *Uvatournayella*, *Palaeochoristites*.

Визейский отдел нами понимается шире, чем в стратотипической местности. На основании этапности развития фораминифер можно считать серпуховский ярус верхней частью визейского отдела. Наиболее четко палеонтологически выделяется кожимский ярус, которому отвечает несколько родовых зон. Он состоит из трех горизонтов: косьвинского, нортничского и тупосинского, которые мы предлагаем унифицировать для Урала и Русской плиты. Они отражают полный этап развития эопараштаффелл, псевдолитуотубелл, эоэндоитранопсисов и других родов.

Выше нами предлагается выделять окский ярус в объеме тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов, как ранее предлагалось М.С.Швецовым [9]. Изучение разрезов морских отложений севера Урала и Новой Земли [8] показало, что яснополянский надгоризонт объединяет разнородные горизонты, между которыми наметилась граница ярусного значения. Тульские сообщества фораминифер, брахиопод и кораллов заставляют присоединить тульский горизонт к окскому ярусу. С подошвы тульского горизонта начинают свое развитие многие таксоны этих групп морской фауны.

Относительно намюрского яруса и проблемы его сохранения или упразднения следует заметить следующее. Непрерывная последовательность фораминифер, брахиопод, кораллов в разрезах Урала показывает, что "внутри намюра" происходит смена визейских (в новом смысле) комплексов башкирскими. Этапы развития этих организмов явно не совпадают с этапностью развития амmonoидей. Наличие семи последовательных комплексов амmonoидей в разрезах Западной Европы, вероятно, является местным явлением. Комплексы эти не прослеживаются на

больших площадях, и поэтому не могут быть использованы для целей глобальной стратиграфии. Границу между миссисипской и пенсильванской подсистемами мы проводим так же, как А.Буроз, Р.Г.Вагнер, М.Гордон, С.В.Мейен, О.Л.Эйнон [1]. Она с достаточной точностью отвечает общепринятой в СССР границе между визе и башкирским ярусом [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Буроз А., Вагнер Р.Г., Гордон М., Мейен С.В., Эйнон О.Л. Предложения по созданию Международной стратиграфической шкалы карбона. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1977, №2, с. 5 — 24.
2. Дуркина А.В., Кузнецова Н.В. Нижний карбон Верхнепечорского района и его нефтегазоносность. — В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока европейской части СССР. Вып. 1. М., "Недра", 1964, с. 97 — 109.
3. Дуркина А.В. Стратиграфия нижнетурнейского подъяруса в Тимано-Печорской провинции и основные этапы развития фораминифер. — Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., 1977, с. 107—108.
4. Малахова Н.П. Главнейшие этапы развития нижнекаменноугольных фораминифер Урала. — "ДАН СССР", 1956, т.106, № 6, с.1076—1079.
5. Разницын В.А. Каменноугольные отложения Тимано-Печорской газонефтеносной провинции. — В кн.: Материалы по геологии газоносных районов СССР. (Тр. ВНИИГАЗ, вып. 4). М., 1958, с. 17 — 36.
6. Рейтлингер Е.А. К вопросу систематики и филогении надсемейства *Endothyridae*. — "Вопросы микропалеонтологии", 1958, вып.2, с. 53 — 73.
7. Рейтлингер Е.А. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений. — "Вопросы микропалеонтологии", 1969, вып. 12, с. 3 — 33.
8. Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л., "Наука", 1976, 302 с.
9. Швецов М.С. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист 58. Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., М.-Л., 1932. 184 с.
10. Bless M.J.M., Bouckaert J. and al. Dinantien rocks in the subcrust North of the Brabant and Ardenno-Rhenish in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany.— "Mededel. rijks geologische dienst", N.S., vol. 27, 3, 1976, p. 81—195.

11. Branckle P., Lane R.H., Manger W.L., Saunders W.B. The Mississippian-Pennsylvanian boundary as an intercontinental biostratigraphic datum. - "Newsl. Stratigr.", 6(2), Berlin-Stuttgart, 1977, p. 106-116.

12. Conil R., Groessens E., Pirlet H. Nouvelle Charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. - "Ann. de la soc. geologique du Nord", 1976, t.96, p. 363-371.

13. Septieme Congres international de Stratigraphic et de Geologie du Carbonifere. Krefeld, 23-28 August, 1971. Compte Rendu, Krefeld, 1972, t. 1, 390 p.; 1973, t. 2, 494 p.; 1974, t. 3, 422 p.

ПАЙ-ХОЙСКИЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН (ГОРИЗОНТ ВИЗЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ, ОБОГАЩЕННЫХ Sr и Ba)

Я.Э.Юдович

В черносланцевой толще карбона Пай-Хоя, относимой к Лемвинской (т.е. миогеосинклиальной) формационно-структурной зоне [2], между существенно сланцевыми толщами $C_1 V_1$ и $C_2-C_3(?)$ располагается мощная существенно карбонатная толща. На геологических картах М.А.Маслова и др. (1970 г.), А.С.Микляева и др. (1973 г.) она датируется как $C_1 V_{2-3} + n$. Ничего более определенного о возрасте ее неизвестно. Преобладающую часть разреза толщи занимает пачка равноплитчатых серых известняков (иногда доломитизированных), образующих пласти 0,1-0,5 м в правильном ритмичном чередовании с пласти черных кремней (0,05-0,1 м, редко больше). Вместе с кремнями в совершенно подчиненном количестве имеются тонколистоватые карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы и рассланцованные глинистые известняки. Эта пачка имеет мощность более 100 м и дает множество прекрасных обнажений по р.Каре и ее притокам. В кварц-кальцитовых жилах, в изобилии встречающихся в этой пачке в зонах разломов, постоянно отмечаются сфалерит и сульванит, а в протолочках жил фиксируется барит. Выше лежит пачка, сложенная из известняковыми брекчиями и конглобрекчиями. Ее мощность, по-видимому, достигает 20 м, меняясь от точки к точке. В этой пачке попадает флюорит в ассоциации с вторичным кальцитом. Верх разреза зани-

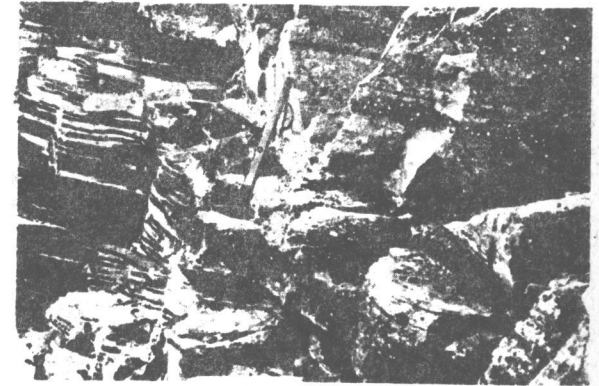


Рис.1. Деталь обн.Ка-40, правый берег р.Кары, в 1,5 км по прямой выше устья р.Силовая. Внизу полосатые, выше - глазковые известняки.

мает исключительно своеобразная пачка средней мощностью около 20 м. Ее нижняя часть (10–15 м) сложена красивыми полосатыми известняками, реже – доломитами (белые сахаровидные полосы на темном фоне), затем следует пачка "очковых" или "глазковых" известняков, иногда сильно доломитовых (~ 10 м) (рис.1). В этих породах на сером или темном фоне имеются многочисленные глазки, выполненные белым крупнокристаллическим кальцитом, размерами от немногих миллиметров до 1–1,5 см (рис.2). Венчается разрез толщи также необычной породой – пластом (2–5 м) совершенно белого сахаровидного (или мраморовидного) известняка, который при незнании разреза легко принять за мощную послойную кальцитовую жилу. Именно по этому маркирующему пласту при геологической съемке проводили границу между C_1V_{2+3} и C_1n , относя сам пласт к намыру. Для всей этой верхней пачки весьма характерен флюорит, выделяющийся в ассоциации с жильным кальцитом, а в глазковых известняках – нередко и в самих глазках.

В 1977 г. мы провели геохимическое опробование палеозойских толщ Пай-Хоя по р.Каре, в том числе и описанной существенно карбонатной толщи, из которой было взято ~200 проб известняков и около 50 проб кремней и сланцев. Пробы проходили полуколичественный спектральный анализ в Полярно-Уральском объединении "Северуралгеология" с выдачей шести цифр на один порядок концентраций. При обработке этих анализов за нижний предел аномальных содержаний Ва и Sr мы приняли очень высокое содержание – 0,3%, так как изучаемый регион отличается явно повышенным фоном Ва, а отчасти и Sr. Для сравнения укажем, что в существенно платформенных карбонатных формациях Елецкой структурно-фациальной зоны отчетливо аномальным является даже содержание Sr 0,06%, а содержание 0,1% – всегда резко аномально [4].

Оказалось, что даже при столь жестком отборе аномалий вся верхняя часть разреза толщи C_1V_{2+3} за-

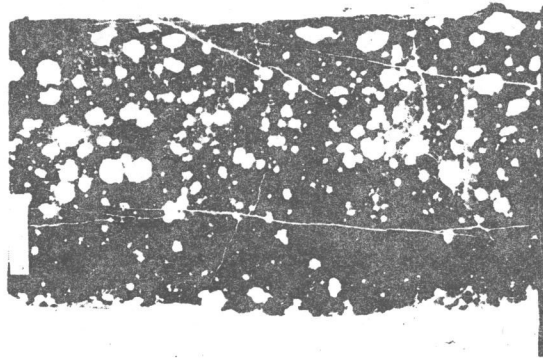


Рис.2. Приолировка штуфа глазкового известняка. Длина линейки – 2 см. Фото Г.Ф.Семенова.

ражена Sr и Ва. Как видно из таблицы, аномальными содержаниями повсеместно выделяется верхняя пачка толщи – полосатых и глазковых известняков, а также маркирующий пласт мраморовидных известняков. Аномальные содержания Sr встречаются примерно в четыре раза чаще, чем Ва. Как можно судить по разрезу обн.Ка40 (в таблице обреза расположены снизу вверх по стратиграфическому разрезу), содержание Ва нарастает к низам – от мраморовидного известняка к полосатым. В ряде точек (см. в таблице обн.Ка56,58,82) аномалии заходят и в конглобрекции, и в верхи мощной пачки равно-плитчатых известняков с кремнями, причем и здесь много Ва.

Распространение пачки глазковых и полосатых серпуховских (так мы их будем называть для краткости) известняков отнюдь не ограничивается районом Кары. Согласно устному сообщению Н.И.Тимонина, глазковые известняки легко узнаются и в разрезе C_1V Южного острова Новой Земли, а "полосатики", по данным Н.П.Юшкина, имеются и на восточном склоне Полярного Урала (Собское месторождение баритов). По данным Г.Ф.Семенова, изучавшего похожие полосчатые и пятнистые породы по притоку Кары Силова-яхе, и там они в ряде изученных разрезов устойчиво обогащены Sr, реже Ва. При этом Г.Ф.Семенов и А.И.Елисеев трактуют эти породы как биогермные, т.е. заведомо мелководные.

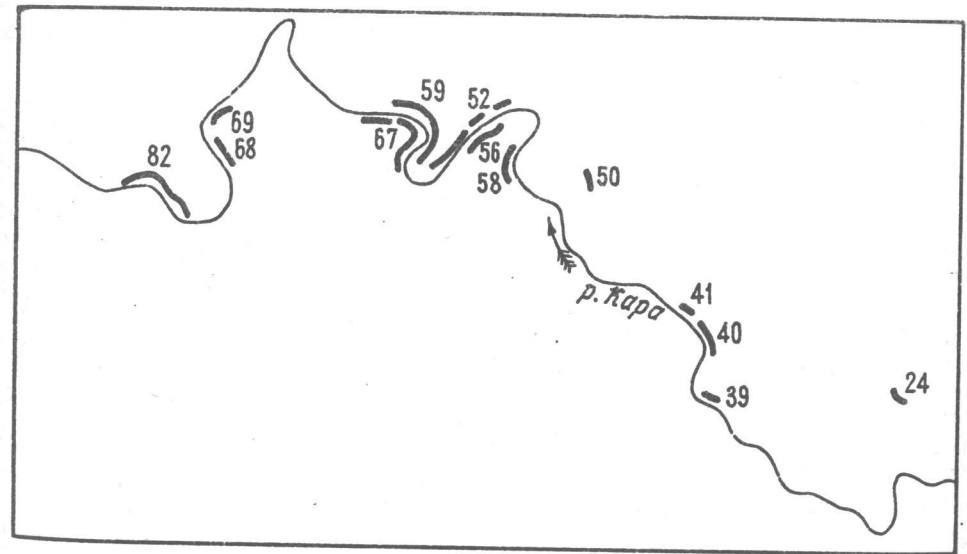


Рис.3. Расположение обнажений серпуховской толщи с аномалиями по Sr и Ва.

Таблица

Аномальные содержания Sr или Ba в серпуховском (?) горизонте известняков на р.Каре

Пробы	Породы	Содержание, %	
		Sr	Ba
Ка24-488	Известняк сферолитовый	0,02	0,5
Ка39-652	Известняк белый сахаровидный	0,4	0,03
Ка39-653	Известняк полосатый с кальцитом и флюоритом	0,1	0,2
Ка39-654	Известняк тонкополосатый	0,3	0,05
Ка40-668	Известняк белый (полосы в темном)	>1,0	0,2
Ка40-664	Известняк полосчато-глазковый	0,5	0,1
Ка40-665	Доломит сильно известковый глазковый	0,5	0,03
Ка40-666	Известняк с кальцитом и флюоритом	0,5	0,02
Ка40-667	Известняк глазковый кремнистый	0,1	0,02
Ка41-674а	Известняк белый сахаровидный	0,2	0,04
Ка50-828	Известняк глазковый	0,2	0,05
Ка50-829	Известняк белый мраморовидный	0,2	0,01
Ка52-875	Известняк глазковый	>1,0	0,04
Ка52-878	Известняк белый мраморовидный	0,2	0,03
Ка52-879	Известняк глазковый	1,0	0,03
Ка52-880	Брекчия по глазковым известнякам	>1,0	0,01
Ка52-881	Известняк тонкополосатый	0,2	0,02
Ка52-882	Брекчия по тонкополосатым доломитам	0,5	0,002
Ка52-888	Брекчия по полосатым известнякам	0,03	0,3
Ка56-986	Известняк розоватый из пачки с конглобрекчиями	0,02	>1,0
Ка58-1007	Известняк, пласт 0,3 м	0,15	>1,0
Ка58-1008	Известняк глинистый рассланцованный	0,1	0,5
Ка58-1010	Известняк с кальцитом и флюоритом	0,1	0,04
Ка59-1084	Известняк розоватый мраморовидный	0,15	0,09
Ка67-1210	Известняк с кальцитом и флюоритом	0,1	0,5
Ка67-1211	Известняк полосатый с кальцитом и флюоритом	1,0	0,6
Ка67-1212	Известняк брекчированный	0,3	0,01
Ка67-1216	Известняк белый мраморовидный	0,2	0,1
Ка68-1233	Известняк типа глазкового	0,5	0,44
Ка68-1234	Известняк с кальцитом и флюоритом	0,2	0,01
Ка68-1242	Известняк белый мраморовидный	0,5	0,02
Ка68-1243	Известняк глазковый	0,3	0,05
Ка69-1244	Известняк белый мраморовидный	0,1	0,1
Ка82-1406	Известняк	0,5	0,1
Ка82-1407	Известняк	0,3	0,02

Таким образом, выявляется картина регионального обогащения Sr и Ba карбонатного горизонта, общей мощностью порядка 30-40 м, а если ограничиться пачкой серпуховских глазковых и полосчатых известняков, то и тогда не менее 20 м. В этой серпуховской пачке среднее содержание Sr, по-видимому, вообще не опускается ниже 0,1-0,3%. Эта картина для нашего Урало-Пайхойского региона в своем роде единственная. В других регионах подобные обогащения известны преимущественно для эвапоритовых формаций (хемогенные известняки, доломиты, ангидриты).

Регионально-выдержанное, закономерное строение серпуховской пачки, члены которой легко узнаются в далеко разобренных разрезах (рис.3), безусловное отсутствие какой-либо единой системы разломов, соединяющих все точки с выходами серпуховской толщи, заставляют отклонить предположение о наложенном, метасоматическом характере стронций-бариевых концентраций. Их следует считать сингенетичными самой толще. В пользу этого свидетельствует и обогащение пачки не только Sr и Ba, но также F (флюорит) и U (повышенная примерно в 1,5-2 раза против фоновой гамма-активности). Сходными признаками характеризуются толщи C_{1s} и C₂ на Печорском Урале [3], причем они также содержат мощные пачки карбонатных брекчий, в частности протвинского возраста [1]. Высоко специфичный облик пород: сочетание хемогенных белых известняков, тонкополосчатых известняков и доломитов, при полном отсутствии остатков фауны, позволяет трактовать эту толщу как часть эвапоритовой колонки. Но для таких толщ, как известно, характерно обогащение Sr [4] и F, а в некоторых случаях и Ba. Нахождение этой толщи в Лемвинской зоне (возможное влияние вулканизма) придает, вероятно, ей дополнительное геохимическое своеобразие (Ba, U, Zn, Cu, V).

Естественно, что наличие столь богатого Sr и Ba горизонта в условиях разломной тектоники и мощной наложенной гидротермальной деятельности, характерной для Пай-Хоя, должно приводить в подходящей структурной обстановке к мобилизации и переотложению Sr и Ba в форме рудопроявлений и даже месторождений. Поэтому представляется весьма вероятным, что непрерывная цепочка целестиновых и баритовых рудопроявлений в карбоне Пайхойско-Южновоземельского антиклинария, прослеженная Н.П.Юшкиным [5], может быть генетически связана именно с серпуховским горизонтом. Уже из таблицы видно, что наложение брекчирования и жильной кальцитовой минерализации на серпуховский горизонт может увеличивать контрастность аномалий. Но самым ярким свидетельством реальности такого процесса мобилизации и переотложения мы считаем описанное Н.П.Юшкиным [5] Карское

месторождение барита — пластовые метасоматические тела полосчатого барита, везде пространственно тяготеющие именно к серпуховской пачке, обычно в непосредственной близости от глазковых известняков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев А.А. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л., "Наука", 1978. 192 с.
2. Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя, северной части Полярного Урала. — В кн.: Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 41–60. (труды НИИГА, т. 123).
3. Юдович Я.Э., Иванова Т.И., Чермных В.А. К геохимии фтора в карбонатных породах. (На примере толщи карбона западного склона Северного Урала). — "Литология и полезные ископаемые", 1975, №4, с. 91 – 99.
4. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И., Хорошилова Л.А. Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Сыктывкар, 1977. 127 с. (ВИНИТИ, 1705–77 Деп.).
5. Юшкин Н.П. Барит и целестин Пайхойско-Южноновоземельской провинции. (Месторождения, минералогия, перспективы). Сыктывкар, 1977, 48 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации народному хозяйству". Вып.13).

О РИФОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

Н.Н.Кузькокова

Рифогенные отложения ассельского яруса Печорского Урала изучены до сих пор недостаточно, хотя исследование их имеет большой практический интерес для оценки перспектив нефтегазоносности. Исследованиями В.А.Варсановьевой [1], Н.Г.Чочия [9], А.И.Равикович [8], И.С.Муравьева [6] установлено широкое развитие рифов, сформировавшихся в Западном Приуралье в ассельское время. Они протягиваются от г.Ишимбая на юге до нижнего течения Илыча на севере. В результате литолого-палеогеографического анализа, проведенного нами, прослежено продолжение полосы рифов до северного окончания гряды Чернышева (см.рисунок). Общая протяженность полосы рифов в пределах Печорского Урала превышает 600 км при ширине от 1,5 до 7,5 км. Мощностъ отдельных рифов варьирует от 26 до 310 м.

Как показал биостратиграфический анализ, все рифы этой полосы имеют один и тот же возраст (см.таблицу) и отличаются по размерам и строению от известняков крупных рифовых островов района г.Стерлитамака. Все они относятся к постройкам барьерного типа, характеризующимся сходным населением фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод и других беспозвоночных. Рифовые массивы обычно сложены светло-серыми плотными органогенными известняками с характерной инкрустационной структурой. В периферических участках рифогенных тел известняки более мелкозернистые, глинистые, с большим количеством криноидей. Характер фауны массивных частей рифов показывает, что море в ассельское время неоднократно мелело и на всей территории в начальной стадии роста биогермов возникали рифы из колоний гидрактиниоид. В моменты же, когда происходило некоторое углубление бассейна, формировались фузулинидовые и коралловые известняки. Последующее затем новое поднятие, вызвавшее обмеление бассейна, обусловило образование мшанковых частей рифов с участием мелких брахиопод. Помимо характерных биоморфных структур о рифовой природе описанных известняков свидетельствует их массивная текстура, резкое возрастание мощности, по сравнению с рядом лежащими известняками, куполообразные и караваевидные формы тел. Из-за плохой обнаженнос-

ный комплекс фауны: редкие брахиоподы, фораминиферы и единичные мшанки. Только в карбонатно-глинистых отложениях, окаймляющих Кожимский рифовый массив, В.П. Горским [2,3] были найдены фузулиниды: *Pseudofusulina idelbajevica Scham.*, *P. agnata Grozd.*

Не все рифовые постройки сохранились к настоящему времени. Часть их была размыта последующими трансгрессиями, часть разрушена дизъюнктивными процессами. Часть рифовых массивов, возможно, оказалась перекрытой артинскими или другими более молодыми отложениями в результате крупного надвига, прослеженного нами от среднего течения р. Подчерема на юге до среднего течения р. Большого Патока на севере [4].

Описанная полоса развития рифов, сформировавшихся в ассельское время вдоль западного склона Печорского Урала, может оказаться перспективной в отношении нефтегазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсанюфьева В.А. Геологическое строение территории Печорско-Илычского государственного заповедника. — "Труды Печорско-Илычского гос. заповедника." Вып. 1. М., 1940, с. 5 — 214.
2. Горский В.П. О кожимо-теровейской свите и рифовых образованиях на Приполярном Урале. — Информационный сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 24, с. 49 — 58.
3. Енюкян Н.В., Беляков Л.Н., Коновалова М.В. О возрасте и палеоструктурном положении верхнепалеозойских рифовых образований на р. Кожим. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 8. Сыктывкар, 1976, с. 110 — 113.
4. Кузькокова Н.Н. Нижнепермские отложения средней Печоры. Л., "Наука", 1976. 128 с.
5. Михайлова З.П. Фузулиниды верхнего карбона Печорского Приуралья. Л., "Наука," 1974. 117 с.
6. Муравьев И.С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Казань, 1972. 202 с.
7. Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.-М., Гостоптехиздат, 1950. 127 с. (ВНИГРИ. Труды, вып. 47).
8. Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя бассейна верхней Печоры (р. Унья). — "Бюл. МОИП. Отд. геол." 1956, т. 31, вып. 2, с. 37—59.
9. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., Гостоптехиздат, 1955. 406 с.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЗАНСКИХ МИОСПОР ИЗ РАЗРЕЗОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ И СТРАТОТИПА

Н.А. Колода

Казанский ярус на севере Русской плиты характеризуется двумя спорово-пыльцевыми комплексами, соответствующими в основном нижнему и верхнему подъярусам [1,2]. В нижнеказанском комплексе доминирует *Striatiti* — 36,5% (1,6—78%), субдоминируют *Vittatina* — 19% (0,6—66,5%), *Astriatiti* — 16,3% (3,5—54,4%), споры — 9,1% (0—50,4%), пыльца типа кордаитовых — 6,8% (0—49%), *Florinites + Lebachiacites* — 5,5% (0—40%), сопутствуют *Azonalletes* — 4,4% (0—48%), *Monosulcites* — 1,4% (0—5%), *Disaccimonoleti* — 1% (0—5%). В верхнеказанском комплексе уменьшается количество спор, одномешковой и однобороздной пыльцы, увеличивается процент пыльцы с ребристой экзиной тела. Доминируют в нем *Striatiti* — 37,5% (1,6—69,5%), *Vittatina* — 21,4% (0—53%), субдоминируют *Azonalletes* — 17,5% (0—81,5%), *Astriatiti* — 14,2% (0—52,8%). Остальные формы сопутствующие: споры составляют 4,2% (0—84,5%), *Florinites + Lebachiacites* — 2,9% (0—36,7%), пыльца типа кордаитовых — 1,5% (0—31,2%), *Disaccimonoleti* — 0,5% (0—8%), *Monosulcites* — 0,7% (0—8,7%).

В обоих комплексах субдоминируют (5—20%) *Striatohaplopinites latissimus* (Lub.) Efr., *S. perfectus* (Naum.), *Vittatina striata* Lub., *V. vittifer* Lub., в ряде спектров — *Falcisporites zapfei* (Pot. et Kl.) Lesch., *Vesicaspora Schemel*, *Striatohaplopinites productus* (Abr.), *Vittatina vittifer* Lub. f. *minor* Samoil., *Azonalletes irregulariplicatus* Samoil., *A. levis* Lub., *A. microdictyus* Lub., *A. similis* Lub., *A. tenuis* Lub. В некоторых спектрах первого комплекса субдоминируют *Florinites luberae* Samoil., *Lebachiacites pulcherrimus* (Sauer), *Cordaitina* (?) *microreticulata* Efr., *Libumella rugulifera* (Lub.) Dibn., *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoil.) Jans., *Vittatina costabilis* Wilson, *V. subsaccata* Samoil. f. *connectivalis* Sauer, в единичных спектрах второго комплекса — *Florinites luberae* Samoil., *Striatolebachiacites* sp., *Striatopiceites nudus* (Lub.).

Список сопутствующих видов (менее 5%) разнообразен в обоих комплексах, но в верхнеказанском редки представители спор, *Monosaccites*, *Limitisporites*, *Gardenasporites*, *Chordasporites*.

В целях сопоставления по палинологическим данным казанских отложений севера Русской плиты со стратотипическими разрезами был изучен состав спор и пыльцы образцов, отобранных В.А.Молиным из обнажений в верховьях р.Сок у сел Камышлы и Байтуган.

Нижнеказанский комплекс стратотипа, судя по 13 образцам, содержащим микроспоры удивительной сохранности, характеризуется господством пыльцы — 97,2% (91–99,5%) при небольшом количестве спор — 2,8% (0,5–9%). Среди пыльцы доминируют *Striatiti* — 49,5% (34–69,5%), *Astriatiti* — 20% (5–42%), субдоминируют *Vittatina* — 16,5% (4–37,5%), *Azonalletes* — 5,5% (0–12%), сопутствуют *Florinites + Lebachiacites* — 2,2% (2–6%), *Disaccimonoleti* — 1,6% (0–5%), типа кордаитовых — 1,5% (0,5–4%), *Monosulcites* — 0,5% (0–1%). В комплексе различаются спектры двух типов. Первый, с доминированием *Striatiti*, *Astriatiti* при субдоминирующем значении *Vittatina*, *Azonalletes* и сопутствующем остальных компонентов, приурочен к нижней части байтуганских слоев нижнеказанского подъяруса. Второй, с преобладанием *Striatiti*, доминированием *Vittatina* при субдоминировании *Astriatiti* и сопутствии остальных микоспор, определен из вышележащих мергелей и известняков этих же слоев. Большое количество виттатин, двухмешковой пыльцы с ребристым и нерребристым телом в стратотипических разрезах казанского яруса ранее отмечала И.З.Фаддеева [3].

Видовой состав нижнеказанского комплекса стратотипа разнообразен. В спектрах первого типа наиболее часто встречаются и субдоминируют *Striatohaplopinites latissimus* (Lub.) Dibn., *S. perfectus* (Naum.), *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoil.) Jans., *Falcisporites zapfei* (Pot. et Kl.) Lesch., *Vesicaspora Schemel*, в спектрах второго типа — *Striatohaplopinites latissimus* (Lub.) Dibn., *S. perfectus* (Naum.), *Vittatina costabilis* Wilson, *V. subsaccata* Samoil. f. *connectivalis* Sauer и в единичных случаях *Striatopodocarpites tojzensis* Sed., *Striatohaplopinites ellipticus* (Sauer), *S. productus* (Abr.), *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoil.) Jans.

Большинство видов сопутствующего значения. Среди них споры *Calamospora*, *Leiotriletes*, *Trachytriletes*, *Cyclogranisporites*, *Granulatisporites*, *Apiculatisporites*, *Acanthotriletes*, *Raistrickia*, *Zonotriletes*, пыльца *Florinites luberae* Samoil., *F. minimus* Sauer,

Lebachiacites pulcherrimus (Sauer), *L. geminatus* (Sauer), *Cordaitina uralensis* (Lub.) Samoil., *C. rotata* (Lub.) Samoil., *Luberisaccites subrotatus* (Lub.) Dibn., *L. convallatus* (Lub.) Dibn., *Libumella rugulifera* (Lub.) Dibn., *Divarisaccus spongiosus* (Lub.) Dibn. Почти в каждом спектре есть небольшое число представителей ПЫЛЬЦЫ *Limitisporites*, *Gardenasporites* — *Limitisporites ambiguus* (Sauer), *L. aureus* (Lub.), *L. monstruosus* (Lub.) Hart, *Limitisporites* sp., *Gardenasporites* sp. В составе *Astriatiti* к таковым относятся *Platysaccus alatus* (Lub.), *P. major* (Lub.), *P. aff. tricoccus* (Mal.), *Platysaccus* sp. 1, *Vesicaspora ovata* (Balme et Henn.), *Vesicaspora* sp., *Falcisporites* sp., *Alisporites* sp., *Chordasporites* sp., *Pallidosporites aff. minimus* Schaar., в составе *Striatiti* — *Striatopodocarpites alatus* (Lub.), *Striatohaplopinites oblongus* (Sauer), *Striatodiplopinites elongatus* (Lub.), *S. latus* (Schatk.), *S. silvestritypus* (Samoil.), *S. striatus* (Lub.), *Striatoabeites brickii* Sed., *Striatopiceites* sp. Сопутствующими видами виттатин являются *Vittatina simplex* Jans., *V. subsaccata* Samoil., *V. striata* Lub., *V. vittifer* Lub., однобороздной ПЫЛЬЦЫ — *Ectylissa caperata* (Lub.), *E. involuta* (Andr.), *Ginkgaletes cf. rotatus* (Lub.), азоналетесов — *Azonalletes irregulariplicatus* Samoil., *A. levis* Lub., *A. tenuis* Lub., *A. (Psophosphaera)* sp.

Из верхнеказанских отложений стратотипических разрезов (с. Печищи, верховья р.Сок, г.Белебей, г.Лениногорск, д. Грахань), несмотря на большой каменный материал, выделить микоспоры не удалось.

Сравнительный анализ состава микоспор из изученных районов позволяет выявить ряд общих корреляционных признаков нижнеказанских комплексов.

1. В обоих комплексах преобладает пыльца *Striatiti*, обильны *Astriatiti*, *Vittatina*.
2. Субдоминируют *Falcisporites zapfei* (Pot. et Kl.) Lesch., *Vesicaspora Schemel*, *Striatohaplopinites latissimus* (Lub.) Dibn., *S. perfectus* (Naum.), *Vittatina costabilis* Wilson.
3. Для сопутствующих видов характерна совокупность *Gardenasporites* sp., *Limitisporites ambiguus* (Sauer), *L. monstruosus* (Lub.) Hart, *Limitisporites* sp., *Platysaccus aff. tricoccus* (Mal.), *Platysaccus* sp. 1, *Pallidosporites aff. minimus* Schaar., *Chordasporites* sp., *Striatodiplopinites elongatus* (Lub.), *S. latus* (Schatk.),

S. silvestritypus (Samoil.), *Striatoabieites brickii* Sed., *Azonaletes* (*Psophosphaera*) sp.

4. Споры разнообразны - с гладкой, шагреневой, мелкобугорчатой, шиповатой эквиной, с периспорием.

5. В нижнеказанских комплексах обоих районов встречаются спектры со значительным количеством *Namiarollenites bulleiformis* (Samoil.) Jans., с субдоминированием [3] пыльцы типа кордаитовых.

Нижнеказанскому комплексу севера Русской плиты придает своеобразие гораздо большее количество и разнообразие спор и пыльцы *Monosaccites*, *Vittatina*, мелких форм *Astriatiti*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молин В.А., Колода Н.А. Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы севера Русской платформы. Л., "Наука", 1972. 76 с.
2. Варюхина Л.М. и др. Биогеографическое районирование Европейского Севера СССР. Л., "Наука", 1975. 303 с.
3. Фаддеева И.З. Результаты палинологического изучения верхнепермских отложений стратотипических разрезов Среднего Приуралья. - Тезисы докладов расширенного пленума постоянной комиссии МСК по пермской системе. Казань, 1973, с. 107 - 109.

МИОСПОРЫ ТРИАСА ОСТРОВА КОЛГУЕВ

Л.М.Варюхина

Триасовые отложения северо-запада Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции представлены терригенной толщей пестроцветных и сероцветных пород. По определению единичных органических остатков красоцветы относятся к нижнему отделу триаса, пестроцветы - к среднему, а сероцветы - к верхнему отделу.

В результате изучения триасовых миоспор по разрезам скв.140 и 141, пробуренных на о-ве Колгуев, установлено пять спорово-пыльцевых комплексов, отвечающих определенным ярусам триаса. Два из них выявлены в разрезе чаркабожской свиты (скв.140), представленной кирпично-красными глинами с линзами, гнездами и прослоями зеленоватых алевролитовых глин, алевролитов и песчаников. Возраст первого (интервал 1413-1418 м) и второго (интервал 1326,4-1332 м) комплексов соответствует индскому ярусу [1].

Третий миоспоровый комплекс обнаружен в низах пестроцветов шапкинской свиты скв.140 (интервал 955,4-964,4 м) и скв.141 (глуб. 1007 м). Эта часть разреза сложена в основном полимиктовыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин. Глины обычно пестроцветные, содержат скопления мелких сферолитов сидерита. В комплексе преобладает пыльца в основном из группы *Azonaletes* и однобороздных. Из двухмешковых наиболее распространены *Bisaccate grains* Jans. и *Klausipollenites stapline* Jans. Среди спор в небольших количествах встречаются мелкие формы, относящиеся к *Nevesisporites colliculiniiformis* (Mal.), *N. microdiscus* (K.-M.), *Nevesisporites* sp., *Osmundacidites cf. wellmansii* Coup. Кроме того встречены также *Calamospora* sp., *Punctatisporites* sp., *Carnisporites mesozoicus* (Klaus), *Camptotriletes mesozoicus* (Klaus) *C. triassicus* K.-M., *Hausmannia minuscula* Mal., *Trachytriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Chomotriletes redunciformis* Korot., *Azonomonoletes* sp. Третий комплекс имеет сходство с миоспоровым комплексом из верхов оленевского яруса р.Б.Сыни [2]. По видовому составу и процентному содержанию отдельных видов миоспор его можно сопоставить с комп -

лексом из сероцветных глин богдинской свиты нижнего триаса горы Б.Богдо [5].

Четвертый комплекс обнаружен в разрезе скв.140 в интервале 850–870 м в породах шапкинской свиты. Литологически эта часть разреза представлена глинами пестроцветными, реже зеленовато-серыми, с обильными сферолитами сидерита и редкими растительными остатками, с прослоями песчаников и серых алевролитов. Четвертый спорово-пыльцевой комплекс резко отличается от предыдущего как в количественном, так и в качественном отношении. Здесь ведущую роль играет двухмешковая пыльца и древние хвойные, среди которых наиболее распространены *Alisporites*, *Platysaccus*, *P. triassicus* Mädl., *Florinites walchius* Kop., *F. pseudostriatum* Kop., *Cranisaccus ornatus* Pautsch, *Nuskoisporites* sp., *Accinctisporites* (*Podocarpites*) *ligatus* Leschik, *Pseudopicea regia* War., а среди спор в большом количестве обнаружены *Danaeopsisites parvispinellata* Mal., *Discisporites colliculiniformis* (Mal.), *Apiculatisporites spiniger* Leschik, *Lundbladispора* sp., *Leiotriletes* sp.; сопутствуют им *Internopollenites sulcatus* Pautsch, *Platysaccus nitidus* Pautsch, *Brachysaccus fulvus* Pautsch, *Alisporites perlucidus* Pautsch, *Accinctisporites ligatus* Leschik, *Protoabietipites oblatinoides* Mal. Такие формы, как *Cranisaccus ornatus* Pautsch, *Lundbladispора* sp., Пауч [8] отмечает в нижнем кейпере Польши, *Platysaccus triassicus* Mädl., *Nuskoisporites* sp. Медлер [7] считает характерными для пестрого песчаника Тюрингии (ГДР). Кроме того, *Danaeopsisites parvispinellata* Mal. и *Discisporites colliculiniformis* (Mal.) встречаются в нижнем и среднем триасе Северного Приуралья [5] и Западной Сибири [3]. *Internopollenites sulcatus* Pautsch, *Platysaccus nitidus* Pautsch, *Brachysaccus fulvus* Pautsch, *Alisporites perlucidus* Pautsch, *Accinctisporites ligatus* Leschik Пауч [8] обнаружил в нижнем и верхнем кейпере Польши. Сходные миоспоры встречены также в отложениях анизийского и ладинского ярусов Румынии [6].

Как видно из обзора, большинство форм приурочено к отложениям либо из самых верхов нижнего триаса до среднего включительно, либо из среднего триаса. Единично распространены миоспоры, известные из верхнего триаса, а также присутствуют формы, имеющие более широкий возрастной диапазон. Это позволяет считать, что возраст описываемого комплекса и вмещающих его отложений среднетриасовый.

Пятый комплекс изучен в разрезах скв.141 (глуб. 694 м) и скв.140 (интервал 700–774 м) из пород нарьянмарской свиты, которая представлена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми, иногда чер-

ными углистыми глинами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. Для этого комплекса характерно большее, по сравнению с нижележащими комплексами, содержание спор, пыльцы древних хвойных и мелких *Caytoniapollenites*. При сравнении пятого комплекса с другими выявляется, что он идентичен карнийско-норийским комплексам Северного Приуралья [5] а также имеет сходство с восьмым комплексом, выделенным В.И.Тужиковой [4] из верхнего триаса Среднего Урала. Возраст пород, вмещающих пятый комплекс, верхнетриасовый.

Таким образом, в результате изучения миоспор из разрезов скв.140 и 141 с-ва Колгуев выделено пять миоспоровых комплексов, из них три нижнетриасовых, один средне- и один верхнетриасовый.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варюхина Л.М. Миоспоровые комплексы из красноцветной толщи нижнего триаса острова Колгуев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1974. Сыктывкар, 1975, с. 77–81. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
2. Варюхина Л.М. Палинологическая характеристика гервилийского горизонта триаса Большесынинской впадины. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 106–110. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
3. Ровнина Л.В. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры северо-запада Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1972. 109 с.
4. Тужикова В.И. История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М., "Наука", 1973. 246 с. (Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Труды, вып. 82).
5. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М. — Л., "Наука", 1966. 145 с.
6. Antonescu E. Etude de la Microflore de l'anisien de la Vallée du Cristian (Brasov). Inst. Geol. Memoires Bucarest, 1970, vol. 13. 46 p.
7. Mädl K. Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. — Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Hannover, 1964, N 65, S. 135.
8. Pautsch M. Keuper sporomorphs from Swierzyzna Poland. — "Micropaleontology", 1968, vol. 4, N 3, p. 321–323.

О ГРАНИЦЕ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ЮРЫ НА СЕВЕРЕ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В.В.Романович

Вопрос о границе средней и верхней юры является одним из основных спорных вопросов стратиграфии юрских отложений [4]. В настоящее время существуют две точки зрения на проведение границы между указанными отделами. В.Аркелл [1,15] и вслед за ним другие геологи за рубежом [13,14] проводят границу средней и верхней юры в основании оксфордского яруса, в то время как в СССР принято считать нижней границей верхней юры подошву келловейских отложений [3,10,11]. В последнее время установление границы становится еще более актуальным в связи с предложением отказаться от привычного разделения юрских и меловых отложений на две системы и выделить новую систему в составе существующих верхнеюрских и неокмских отложений [7].

До выхода в свет фундаментальной работы В.Аркелла большинство геологов относило келловейский ярус к верхней юре. В.Аркелл указал на рациональность отнесения келловей к средней юре, обосновывая свое мнение как лучшей сбалансированностью в этом случае всех трех отделов юрской системы, так и правилом приоритета, так как Л.Бухом [16], а затем и Ф.Квенштедтом [18, 19] келловейские отложения считались среднеюрскими. Указания на важность приоритета в этом вопросе имеются и в ряде других работ [13, 14]. То возражение, что во время опубликования работы Л.Буха не было еще сформулировано понятие "отдел", вряд ли может изменить суть вопроса, так как ко времени опубликования работы Ф.Квенштедта оно уже было сформулировано, а обвинение, выдвинутое против В.Аркелла в фактическом нарушении правила приоритета [10], выглядит, по крайней мере, не корректным. В "Стратиграфическом кодексе СССР" [9] началом применения правила приоритета считается 1881 г., тем самым зачеркиваются все построения Л.Буха, А.Орбиньи и А.Ошпея [17].

Суть дела состоит в том, что Бухом к средней юре относились и отложения оксфордского яруса, представленные в исследованном им

районе слоями весьма незначительной мощности. Наличие мощных оксфордских отложений, охарактеризованных специфичной фауной, в других районах, естественно, в корне меняет ситуацию, выступая в пользу резкого разделения келловей и оксфорда и отнесения оксфорда к верхнему отделу, что совершенно правильно и было сделано Аркеллом.

Большинство советских геологов считает, что Земля и ее органический мир развиваются неравномерно, поэтому стратиграфическая шкала должна отражать естественные историко-геологические рубежи [2]. В то же время "стратиграфические рубежи, устанавливаемые на основе одного лишь палеонтологического метода, обычно не являются линейными, а представляют собой толщу пород более или менее значительной мощности. Поэтому для точной фиксации стратиграфических границ в конкретном разрезе приходится привлекать иные, прежде всего литостратиграфические или тектоно-стратиграфические методы" [8, с. 23]. В связи с этим интересно проследить степень сходства и различия между отложениями келловейского яруса и батского и оксфордского ярусов в рассматриваемом районе.

На Севере европейской части СССР отложения, условно относимые к батскому ярусу, представлены толщей песков с маломощными прослоями глин, алевролитов, песчаников и конгломератов. Возраст толщи условен ввиду того, что там не найдена фауна. Толща перекрывается песчано-глинистыми отложениями, заключающими фауну нижнего келловей. Контакт батских (?) и нижнекелловейских отложений во многих местах рассматриваемой территории весьма условен. Это повлекло за собой споры о возрасте толщи, подстилающей фаунистически охарактеризованные нижнекелловейские отложения [5]. Представления о континентальном генезисе песчаной толщи в настоящее время стали весьма сомнительными в связи с находкой в них остатков морских водорослей [12]. Кроме того, проведенные мной полевые исследования приводят к мысли о преимущественно морском происхождении песков, так как их слоистость соответствует четвертому типу по Л.Б.Рухину [6]. Наличие в некоторых местах базального конгломерата в глинистых отложениях не решает вопрос однозначно, так как прослой конгломерата характерны для всей песчаной среднеюрской толщи, а отнесение глинистых отложений к келловей и песчаных к бату (?) противоречит общеизвестному принципу Головкинского-Вальтера и является, по моему мнению, неправильным. Заключение в песчаниках фауны зоны *Arcticoceras ishmae* в Восточном Притиманье и находка пиритизированных раковин *Cadoceras* в песчаных отложениях Западного Притиманья [5] подтверждают этот вывод. Таким образом, граница между батскими (?) и келловейскими отложениями в рассматриваемом

районе практически остается невыделенной и аргументированное ее обоснование в ближайшее время вряд ли возможно.

С границей келловейских и оксфордских отложений все обстоит на много проще. Она четко прослеживается во всех областях распространения оксфордских отложений как ввиду стратиграфического несогласия, наблюдаемого на большей части рассматриваемой территории, так и в результате появления в отложениях оксфорда аммонитов подсемейства *Cardioceratinae*.

Попытка обосновать проведение границы средней и верхней юры путем подсчета родов и семейств аммонитов, вымерших в каждом из рассматриваемых ярусов и перешедших в следующий ярус [3], выглядит не совсем убедительной из-за того, что по мере детального изучения фауны количество родов изменяется и в связи с этим будут меняться и числовые показатели, которые в данном случае еще не скоро будут носить объективный характер. В подтверждение этой мысли приводится таблица, составленная на основании *Treatise* [20], данные которой отличаются от приведенных в упоминаемой заметке.

Таблица

Изменения состава аммонитов на границах келловей

Ярусы	Количество родов и подродов			Величина обновления (2+3)	Коэффициент обновления (5:4)
	вымершие	появившиеся	общие		
1	2	3	4	5	6
Оксфорд	-	77	20	162	8,1
Келловей	85	95	17	134	7,9
Бат	39	-			

Таким образом, проведение границы средней и верхней юры в основании оксфордского яруса, во-первых, фиксирует и конкретизирует эту границу, во-вторых, соответствует рубежам как геологического, так и биологического развития, в-третьих, унифицирует понятие "средняя юра".

ЛИТЕРАТУРА

1. Аркелл В. Юрские отложения Земного шара. М., Изд-во иностр. литер., 1961. 800 с.
2. Келлер Б.М. Природа хроностратиграфических границ. - В кн.: Границы геологических систем. М., "Наука", 1976, с. 273-278.
3. Крымгольц Г.Я. О некоторых критериях установления стратиграфических границ. - "Вестн. Ленингр. ун-та. № 24. Геология, география", 1968, вып.4, с. 175-176.
4. Крымгольц Г.Я. Проблемы изучения юрских отложений СССР. - В кн.: Вопросы стратиграфии верхней юры. М., 1974, с. 5 - 11.
5. Пахтусова Н.А. Новые данные о возрасте песчаной юрской толщи в верхнем течении реки Пинеги и на Пинежско-Вашском водоразделе. - ДАН СССР, 1962, т. 144, № 4, с. 886-889.
6. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., "Недра", 1969. 703 с.
7. Сакс В.Н. Проблемы этапности в развитии жизни и зональная стратиграфия мезозоя. - "Геология и геофизика", 1976, № 11, с.3-15.
8. Степанов Д.Л. Общегеологические основы использования палеонтологического метода в стратиграфии. - "Труды ВНИГРИ", 1974, вып.350, с. 5-33.
9. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977. 79 с. (МСК.ВСЕГЕИ. АН СССР).
10. Стратиграфия СССР. Юрская система. М., "Недра", 1972. 524 с.
11. Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М., "Наука", 1976.
12. Теодорович В.И., Возженникова Т.Ф. О морском генезисе среднеюрско-нижнекелловейской толщи Притиманья. - "Бюл. МОИП. Отд. геологии", 1971, т. 46, вып.6, с. 62 - 68.
13. Хельдер Х. О границе между средней и верхней юрой. - В кн.: Вопросы стратиграфии верхней юры. М., 1974, с. 77 - 87.
14. Цейсс А.Г. К вопросу о значении Средней Европы для выяснения некоторых проблем стратиграфии верхней юры. - В кн.: Вопросы стратиграфии верхней юры. М., 1974, с. 33 - 35.
15. Arkell W.J. Jurassic geology of the world. Oliver and Boyd. Edinburgh, 1956.
16. Buch L. Über den Jura in Deutschland. - Abh. kg. Akad. Wiss. Berlin, 1837. 49 S.
17. Oppel A. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Stuttgart, 1856-1858.

18. Quenstedt F.A. Der Jura. Tübingen, 1858.
19. Quenstedt F.A. Die Ammoniten des Schwabischen Jura, 3 vols. Stuttgart, 1883-1888. 1140 S.
20. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca 4 Cephalopoda. Ammonoidea. Geol. Soc. of Amer. and Univ. of Kansas Press. New York, 1957.

ДИАТОМЕИ ОБНАЖЕНИЯ ВАСТЬЯНСКИЙ КОНЬ
НА НИЖНЕЙ ПЕЧОРЕ

Э.И.Лосева

Хорошо известное в литературе обнажение плейстоценовых отложений Вастьянский Конь на нижней Печоре, расположенное на правом берегу реки в нескольких километрах выше с.Великовисочное, изучалось в течение почти 100 лет целым рядом исследователей и коллективов. За это время с разной степенью детальности изучены вещественный состав отложений, спорово-пыльцевые комплексы, флора, комплексы микро- и макрофауны, имеются радиоуглеродные датировки и палеомагнитные определения, но до сих пор ничего не было известно о диатомовых водорослях этого разреза.

В разрезе высотой до 90 м над рекой грубо выделяются три толщи, неравные по мощности: в основании толща глин с морской фауной моллюсков (до 45 м), выше — толща песков (участками более 60 м), разделяющаяся на несколько пачек пластами валунных суглинков или глинисто-алевритовыми осадками; верхняя часть сложена валунными глинами и суглинками небольшой мощности, разделенными местами на два горизонта пачками алевритов или песков.

Диатомовый анализ проведен в 126 образцах практически из всех видимых горизонтов. Большая часть образцов либо диатомей не содержит, либо в них встречены обломки панцирей (редко целые створки) кремневых жгутиковых водорослей и морских преимущественно центральных диатомей, в числе которых ряд форм, характерных для верхнего мела и палеогена и ныне вымерших (см. приложение, А). Сохранность панцирей и видовой состав указывают на то, что комплекс перетолжен из более древних осадков и поэтому не может характеризовать ни возраст, ни генезис вмещающих отложений. Наличие, иногда в большом количестве, древних морских диатомей очень характерно для всех ледниковых горизонтов Европейского Севера.

Лишь в пачке переслаивания песков серых и светло-серых, тонко- и мелкозернистых, темно-серых глин и алевритов и пластичном тонкослойном алеврите в интервале глубин 41-45 м обнаружены диатомей

in situ. Эта пачка разделяет две толщи песков.

В алевролитах, как и в других горизонтах, также встречен комплекс переотложенных древних морских диатомей и кремневых жгутиковых водорослей (18 форм). Вместе с ними определены пресноводные диатомей в количестве 47 таксонов (см. приложение, Б и табл. микрофотографий). Сохранность их также неважная, часть обломков неопределима; оценки обилия низкие — "единично" и "редко". Однако значительное число форм и набор не случайных видов указывают на то, что комплекс пресноводных диатомей связан с вмещающими отложениями. Центрические (планктонные) формы представлены пятью видами, остальные принадлежат пеннатым формам, преимущественно донным или эпифитам. Наибольшим числом видов представлены роды *Navicula* (9), *Cymbella* (7), *Pinnularia* (6) и *Eunotia* (5). Подобный комплекс диатомей мог сформироваться в условиях старичного озера, вступившего в стадию заболачивания. Все представители комплекса широко распространены и ныне в водоемах разного типа.

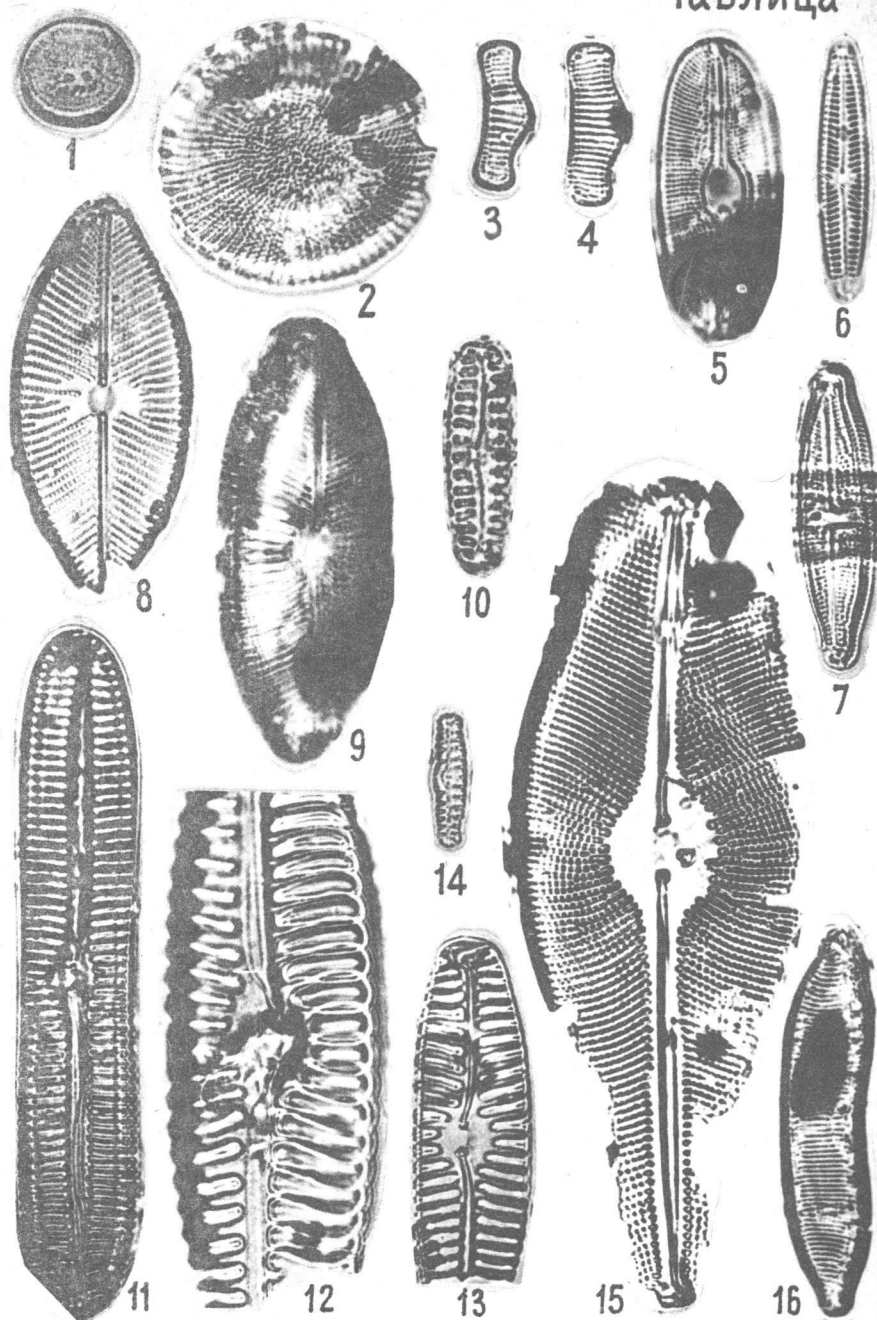
По положению в разрезе толща песков и алевролитов в интервале глубин 35–57 м отнесена к одинцовскому межледниковью. Пресноводные диатомовые флоры одинцовского возраста известны на Среднем Тимане [1] и на средней Печоре [2]. На Тимане, в бассейне р. Сулы, правого притока р. Мезени, обнаружен довольно бедный комплекс пресноводных диатомей, причем наряду с ними отмечены панцири древних переотложенных морских диатомей. Более богатый комплекс пресноводно-солонатоводных диатомей отмечен М. А. Чижиксовой в одинцовских отложениях бассейнов рек Мылы и Верхнего Валса. На средней Печоре, в разрезе у д. Родионово, в аллювиальных осадках

Объяснение к таблице

Некоторые представители пресноводного комплекса диатомей
обн. Вастьянский Конь

1 - *Melosira roesiana* Rabenh., 2 - *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Kütz.,
3, 4 - *Eunotia praerupta* Ehr., 5 - *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., 6 - *Navicula cincta* (Ehr.) Kütz., 7 - *N. mutica* Kütz., 8 - *N. amphibola* Cl., 9 - *N. semen* Ehr., 10 - *Pinnularia borealis* Ehr., 11 - *P. viridis* var. *intermedia* Cl., 12, 13 - *P. lata* (Bréb.) W. Sm., 14 - *Cymbella sinuata* Greg., 15 - *Dymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schm., 16 - *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. Увел. 1000.

Таблица



одинцовского возраста встречен довольно богатый комплекс (145 таксонов). Целый ряд форм из комплекса Родионово (виды родов *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella* и др.) обнаружен и в разрезе Вастьянский Конь.

Таким образом, результаты диатомового анализа отложений практически из всех горизонтов обн. Вастьянский Конь показали, что диатомеи *in situ* имеются лишь в одном горизонте, который датируется как одинцовский. По составу водорослей можно предполагать, что они развивались в старичном озере. Комплекс диатомей близок современным пресноводным комплексам. В других горизонтах разреза встречены лишь переотложенные створки древних морских диатомей, которые не могут указывать ни на возраст, ни на генезис вмещающих отложений, что всегда необходимо учитывать при интерпретации полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лосева Э.И. Диатомеи из плейстоценовых отложений Притиманья. — В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., "Наука", 1968, с. 74 — 80.
2. Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на средней Печоре у дер. Родионово. — В кн.: Геология и палеонтология Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973, с. 20—38. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 16).

ПРИЛОЖЕНИЕ

А. Переотложенные диатомовые и кремневые жгутиковые водоросли в отложениях обн. Вастьянский Конь

B a s i l l a r i o p h y t a : *Melosira ornata* Grun., *M. sulcata* (Ehr.) Kütz. + var. *biseriata* Grun., *M. sulcata* var. *crenulata* Grun., *Hyalodiscus obsoletus* Sheshuk., *H. radiatus* (O'Meara) Grun., *Hyalodiscus* spp., *Stephanopyxis lavrenkoi* Jousé, *S. turris* (Grev. et Arn.) Ralfs, *Stephanopyxis* spp., *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus payeri* Grun., *Coscinodiscus* spp., *Actinocyclus* sp., *Hemiaulus ambiguus* Grun., *H. aff. danicus* Grun., *H. polymorphus* Grun., *Hemiaulus* spp., *Isthmia nervosa* Kütz., *Pyxilla* sp., *Ptero-*

theca sp., *Stephanogonia* sp., *Anaulus* sp., *Sceptroneis* sp., *Grunowia gemmata* (Grun.) V.H., *Grammatophora angulosa* Ehr., *Diploneis* sp., *Navicula distans* W.Sm.

S i l i c o f l a g e l l a t a e : *Dictyocha fibula* Ehr., *D. frenquellii* Defl., *D. triacantha* Ehr., *D. triacantha* var. *hastata* Lemm., *Naviculopsis biapiculata* var. *minor* (Schulz.) Glez.

Б. Пресноводный комплекс диатомовых водорослей из одинцовских алевроитов обн. Вастьянский Конь

Melosira islandica O.Müll., *M. italica* (Ehr.) Kütz., *M. roesiana* Rabenh., *Cyclotella* sp., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Kütz., *Eunotia monodon* Ehr., *E. praerupta* Ehr., *E. praerupta* var. *bidens* (W.Sm.) Grun., *E. praerupta* var. *inflata* Boye P., *Eunotia* sp., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Stauroneis acuta* W.Sm., *St. phoenicenteron* Ehr., *Navicula amphibola* Cl., *N. cincta* (Ehr.) Kütz., *N. cincta* var. *heufleri* Grun., *N. gastrum* Ehr., *N. mutica* Kütz., *N. placentula* (Ehr.) Grun., *N. placentula* f. *rostrata* A.Mayer, *N. semen* Ehr., *Navicula* spp., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Bréb.) W. Sm., *P. microstauron* (Ehr.) Cl., *P. viridis* var. *dispar* Schum., *P. viridis* var. *intermedia* Cl., *Pinnularia* sp. 1, *Pinnularia* spp., *Neidium affine* var. *amphirynchus* (Ehr.) Cl., *Caloneis alpestris* Cl., *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabenh., *Amphora ovalis* var. *libyca* Ehr., *Cymbella affinis* Kütz., *C. cistula* (Hempr.) Grun., *C. lanceolata* (Ehr.) V.H., *C. parva* (W.Sm.) Cl., *C. sinuata* Greg., *Cymbella* sp. 1, *Cymbella* spp., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schm., *Gomphonema lanceolatum* Ehr., *G. olivaceum* (Lyngb.) Kütz., *Gomphonema* spp., *Epithemia intermedia* Fricke, *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Campylodiscus* sp.

ПЕРВАЯ НАХОДКА КОСТЕЙ РАННЕГОЛОЦЕНОВЫХ МЕЛКИХ
МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Б.И.Гуслицер, К.И.Исайчев

В 1977 г. авторами были обнаружены остатки мелких млекопитающих в основании разреза девятиметровой I надпойменной террасы в обнажении, расположенном на правом берегу р.Лаи, правого притока нижней Печоры, в 2,5 км ниже метеостанции Мишвань (местонахождение Лая VI). В нижней по течению части обнажение целиком сложено осадками пойменного типа, представленными вверху чередующимися горизонтальными слоями светло-коричневых глин, суглинков и мелко-среднезернистых песков. В основании разреза залегают горизонтально-слоистые серые пески с прослоями серой супеси.

В 100 м выше по р.Лае разрез террасы имеет иное строение. Под пачкой горизонтально-слоистых пойменных глин, суглинков и супесей (4,2 м) здесь находятся пески горизонтально-слоистые, вверху мелко- и среднезернистые, в основании — грубозернистые (1,8 м). Они налегают на толщу косослоистых грубых песков и мелкого гравия (2,2 м), представляющую прирусловую фацию аллювия. В этих осадках содержатся многочисленные обломки хвойных деревьев, а также встречаются кости млекопитающих, преимущественно мелких. Отсюда производилась отмывка костных остатков. Основание разреза сложено русловым аллювием, представленным косослоистым гравием с галькой (0,8 м).

Выше по течению в террасу вложены старичные осадки, сложенные вверху торфом и оторфованными глинами (3 м), ниже серыми суглинками с растительными остатками (1 м), в свою очередь лежащими на грубом русловом галечнике со стволами и ветками деревьев (2 м).

Г.А.Чернов [1] относит формирование первой надпойменной террасы севера Печорской низменности к атлантическому периоду голоцена, охватывающему, по новейшим данным, промежуток времени 5–8 тыс. лет назад. Примерно такой возраст должно иметь и захоронение костей, находящееся в нижней части разреза террасы.

Концентрация костей в породе низкая. Из нескольких тонн промытых гравийных песков собрано 30 окатанных костей, в том числе 10 коренных зубов (четыре целых), преимущественно мелких млекопитающих. Наружный цемент на них сохранился лишь частично (см. рисунок).

По коренным зубам и резцу определен следующий состав (определение проводилось в Зоологическом музее МГУ при консультации А.К.Агаджаняна):

LAGOMORPHA

Ochotona sp. 2

RODENTIA

Arvicola terrestris L... 1

Clethrionomys rufocanus Sundev. 1

Clethrionomys sp. 2

Lemmus cf. *sibiricus* Kerr... 1

Microtus sp. 2

CARNIVORA

Aepex cf. *vagopus* L. 1

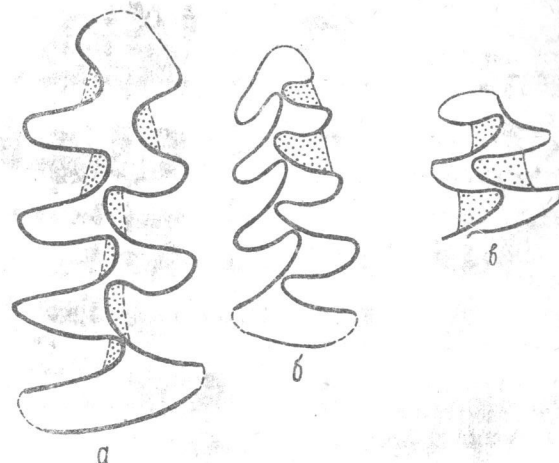


Рис. Нижние коренные зубы мелких млекопитающих из местонахождения Лая VI.

а — M_1 — *Arvicola terrestris*; б — M_1 — *Clethrionomys rufocanus*; в — M_2 — *Lemmus* cf. *sibiricus*.

Пищуха представлена обломком нижней челюсти с двумя задними коренными зубами, водяная и красно-серая полевки — M_1 (рисунок, а, б), сибирский лемминг — неполным M_2 (рисунок, в), песец — третьим нижним правым резцом.

Видовой состав мелких млекопитающих этого захоронения резко отличается от состава в девяти средне-позднеплейстоценовых местонахождениях на р.Лае и ее притоке Серчейю, в которых доминируют копытный и сибирский лемминги и присутствуют в небольшом количестве остатки узкочерепной полевки.

Кости в рассматриваемом местонахождении принадлежат в основном видам, характерным для тайги (лесные, в том числе красно-серые, и серые полевки), в меньшем количестве для тундры (песец, обский лемминг). Водяная полевка встречается во всех растительных зонах европейской части СССР. Особый интерес представляет находка зубов пищухи. Ни один из ее видов в настоящее время на севере Европы западнее Урала не обитает. На этой территории они не были известны в ископаемом состоянии. В горах Северного и Приполярного Урала встречается северная пищуха. Степная пищуха заселяет территорию к юго-востоку от г.Куйбышева. Остатки этого вида найдены в молого-шексинских отложениях входного грота Медвежьей пещеры Печорского Урала [2].

Преобладание в составе материала костей животных, характерных для лесной зоны, — лесных и серых полевок, в 2,5 раза превышающих по количеству костных остатков песца и сибирского лемминга, свидетельствует о развитии в районе местонахождения лесной растительности

ности. Северная граница лесотундры в настоящее время проходит приблизительно в 20 км севернее захоронения. Судя по значительной окатанности костей полевок и обилию в костесодержащих гравийных песках обломков хвойных деревьев, принесенных течением реки с севера, лес проникал по долине р.Лай, значительно дальше, чем сейчас, а климат, следовательно, был несколько теплее современного.

Присутствие в собранном материале зубов сибирского лемминга и песка — животных, обитающих в основном в тундре и лесотундре, не противоречит сделанным выводам. Зубы сильно окатаны, составляют незначительную часть от общего числа собранных костных остатков. Они вполне могли быть принесены рекой издалека с севера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернов Г.А. Образование террас Печорского бассейна. М.-Л., Госгеолиздат, 1944. 86 с.
2. Кузьмина И.Е. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене. — В кн.: Материалы по фаунам антропогена СССР. Л., "Наука", 1971, с. 44 — 122.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДНЕПРОВСКОЙ И МОСКОВСКОЙ МОРЕН В БАСЕЙНЕ р.ЛАИ

Л.Н.Андреичева

Известно, что моренные отложения разновозрастных горизонтов по внешнему виду сходны между собой, что нередко вызывает трудности при корреляции разобренных разрезов. Мы попытались выявить литологические отличия морен разных горизонтов, которые можно было бы использовать в качестве коррелятивов. С этой целью было проведено сопоставление литологических особенностей морен днепровского (Q_2^d) и московского (Q_2^{ms}) горизонтов в бассейне р.Лай, датированных Б.И.Гуслицером и К.И.Исайчевым по многочисленным остаткам мелких млекопитающих, найденных в межморенных отложениях. Морена днепровского горизонта изучена в сбн.15, находящемся на левом берегу р.Лай в 13 км ниже устья р.Лаявож. Верхняя часть разреза сложена переслаивающимися гравием, песком, алевритами и глинами. Эта толща (6—17 м) с размывом лежит на морене (3—11 м). Морена московского горизонта слагает почти весь разрез (высота его около 30 м) в верхнем по течению конце сбн.27, расположенного на правом берегу р.Лай в 1 км ниже метеостанции Мишвань.

Макроскопически обе морены представлены суглинками темно-серого цвета с сизым и бурым оттенком, плотными, неслоистыми, с редкими валунами преимущественно осадочных пород, с многочисленными отторженцами песка. Ниже по разрезу они часто переходят в супесь.

По гранулометрическому составу (табл.1) основная морена днепровского и московского горизонтов представляет суглинок с низкой степенью сортированности материала, причем суглинки московского горизонта сортированы несколько хуже.

В шлифах это смешанные породы псаммо-алевро-пелитовой структуры с массивной текстурой, с преобладанием неокатанных остроугольных или угловато-окатанных зерен. В минеральном составе песчано-алевритовой фракции преобладает кварц. В подчиненном количестве содержатся плагиоклазы и микроклин, окатанные зерна ярко- и грязно-зеленого глауконита. Содержание глауконита в московской морене значительно ниже, чем в днепровской, а размеры зерен намного мель-

Таблица 1

Гранулометрический состав мелкозема днепровского и московского горизонтов

№ обн.	Интер. глубин	Возраст	Количество обр.	Суммарная карбонатность, %	Фракции, мм			Средний диаметр, мм	Коэф. сортированности
					>0,1	0,1-0,01	<0,01		
15	6-17	Q ₂ ^d 2	12	2,3	19,5	43,4	37,1	0,02	0,16
27	0-23	Q ₂ ^{4ms} 2	8	1,7	36,1	34,2	29,7	0,03	0,13

че. Встречаются обломки кремнистых скелетов радиолярий, диатомей, сликулы губок, обрывки углефицированной растительности, а также угольные включения, обломки различных пород и аксессуарные минералы в обычном для морен наборе: минералы группы эпидот-цоизита, граната, амфибола, пироксена, циркон, рутил, сфен, шпинель, турмалин, кианит, апатит, биотит, мусковит, хлорит (в образцах днепровского горизонта в виде крупных чешуек), рудные.

Минералогический состав тяжелой фракции днепровской и московской морен (табл.2) в общих чертах схож - преобладают минералы группы эпидот-цоизита, граната, ильменита. Можно лишь отметить больший размах колебаний в содержании отдельных минералов в московской морене. Так, содержание ильменита в пределах одного горизонта изменяется от 7,3 до 65,2%. В морене днепровского горизонта с глубиной наблюдается явное уменьшение доли ильменита от 29,8 до 17%, что, вероятно, связано с погрубением гранулометрического состава к нижней части толши морены. Как известно [1], ильменит концентрируется в основном в тонкой алевритовой фракции 0,01-0,05 мм.

Кроме того, в тяжелой фракции днепровской морены выше содержание пирита и сфена. Кроме приведенных в таблице минералов присутствуют магнетит (до 1,3%), рутил и кианит (до 2%), ставролит и апатит (до 2,2%), лимонит (до 1,6%), пироксен (до 2,6%). В единичных знаках и долях процента встречены шпинель, хлорит, силлиманит, хромит. В составе обломков пород в шлифах постоянно присутствуют кремнистые породы с крипнокристаллической и сферолитовой структурой, микрокварциты, известковистые, полимиктовые с глауконитом и кварцевые песчаники, карбонатные породы, углисто-кремнистые, углисто-слиудистые и другие сланцы, глинистые породы, измененные кислые и основные эффузивы, единичные обломки интрузивных пород. Можно

Таблица 2

Минералогический состав тяжелых фракций валуновых суглинков днепровского и московского горизонтов (фракция 1,0-0,01 мм)

Номер образца	Глубина, м	Выход тяжелой фракции, в % от веса породы	Днепровский горизонт							Московский горизонт												
			Ильменит	Сидерит	Пирит	Гранат	Сфен	Эпидот	Амфибол	Лейкоген	Циркон	Ильменит	Сидерит	Пирит	Гранат	Сфен	Эпидот	Амфибол	Лейкоген	Циркон		
76	7,4	0,16	29,8	14,5	-	17,9	3,9	5,3	5,9	2,5	11,9	76	24,6	-	-	23,5	2,8	23,8	2,8	10,1	3,7	
78	9,4	0,19	24,8	4,5	4,0	17,6	2,7	21,8	4,6	6,4	4,7	167	65,2	9,0	1,0	8,2	2,2	7,1	1,1	1,8	1,4	
80	11,3	0,28	22,0	8,8	3,7	16,4	3,3	19,2	4,1	7,3	6,4	170	7,3	13,6	0,3	25,4	0,6	37,3	7,3	1,8	2,0	
82	13,5	0,27	17,2	7,5	4,6	16,6	4,9	28,5	5,1	5,7	3,0	172	15,8	15,0	2,5	10,8	3,5	27,3	9,4	5,1	3,9	
85	16,0	0,24	17,0	7,4	4,5	25,0	2,3	18,3	5,2	4,8	6,0	Среднее	28,2	9,4	1,0	17,0	3,4	18,6	5,0	5,3	6,4	
Среднее		0,23																				
173	7,8	0,23	24,6	-	-	23,5	2,8	23,8	2,8	10,1	3,7	173	24,6	-	-	23,5	2,8	23,8	2,8	10,1	3,7	
167	13,3	0,24	65,2	9,0	1,0	8,2	2,2	7,1	1,1	1,8	1,4	167	65,2	9,0	1,0	8,2	2,2	7,1	1,1	1,8	1,4	
170	19,3	0,25	7,3	13,6	0,3	25,4	0,6	37,3	7,3	1,8	2,0	170	7,3	13,6	0,3	25,4	0,6	37,3	7,3	1,8	2,0	
172	24,5	0,38	15,8	15,0	2,5	10,8	3,5	27,3	9,4	5,1	3,9	172	15,8	15,0	2,5	10,8	3,5	27,3	9,4	5,1	3,9	
Среднее		0,28										Среднее	28,2	9,4	1,0	17,0	2,3	23,9	5,2	4,7	2,8	

лишь отметить лучшую сохранность обломков пород в московской морене и большее содержание в ней крупных обломков (1-2 мм) карбонатных пород. Цемент базального и пленочного, реже пленочно-порового типа. Микроскопическое, термическое и рентгенографическое изучение глинистой части пород указывает на их гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав с примесью хлорита, каолинита, тонкодисперсного кварца, растительной органики. По методике, предложенной Г.В. Лебедевой, проведен полуколичественный подсчет содержания глинистых минералов по соотношениям их базальных интенсивностей (табл.3).

Таблица 3

Состав глинистой части пород днепровского и московского горизонтов

Возраст	Количество проб	Глинистые минералы, %			
		монтмориллонит	гидрослюда	каолинит	хлорит
Q ₂ d ²	4	42	26	15	17
Q ₂ ms ²	4	47	24	20	9

В составе глинистой части и днепровской и московской морен доминирует монтмориллонит, причем в московском горизонте содержание монтмориллонита и каолинита несколько выше, но значительно меньше хлорита.

Содержание крупнообломочного материала в моренах незначительно: в днепровской - 0,21%, в московской - 0,76%. Он представлен в основном валунами осадочных пород. Замеры ориентировки длинных осей валунов дали густые пучки векторов в секторе 25-40° для днепровского и 320-330° для московского горизонта, что свидетельствует, вероятно, об отложении днепровской морены ледником, наступавшим с северо-востока, а московской - с северо-запада.

Таким образом, литологические различия днепровской и московской морен проявляются в следующем.

В суглинках днепровского горизонта значительно содержание крупных (до мелкопесчаной размерности) зерен глауконита, тогда как в московском горизонте он встречается редко и в виде мелких зерен. Возможно, глауконит переотложен днепровским ледником из подстилающих морских меловых и юрских пород.

Мелкие обломки пород в днепровской морене в большей степени

корродированы, чем в московской.

В суглинках московского горизонта больше обломков карбонатных пород и они крупнее.

В московской морене содержание крупнообломочного материала выше, чем в днепровской (0,76 и 0,21%).

Длинные оси валунов в московском горизонте имеют преимущественно северо-западную ориентировку, в днепровской - северо-восточную.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климашаускас А.Ю. О возможности применения минералогических данных для стратиграфического расчленения четвертичной толщи. - В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, "Минтис", 1967, с. 41-48. (Труды Ин-та геологии, г.Вильнюс, вып.5).

ТЕКТОНИКА

РАННИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

В.В.Юдин

Большинство исследователей Северного Урала считают, что заложение Предуральского краевого прогиба произошло в артинском веке. Однако по данным Н.Г.Чочиа в восточных районах Колво-Вишерского края отложения, сходные с нижней молассой, заполняющей краевой прогиб, имеют ассельско-сакмарский и позднекаменноугольный возраст (см. рисунок). Поэтому существует мнение, что на юге Северного Урала эта структура заложилась в позднекаменноугольное время и окончательно оформилась к концу швагеринового времени [5, с. 372]. Г.А.Смирнов и К.П.Плюснин [4] считают, что первые молассы, заполняющие прогиб, формировались на западном склоне Урала с московского века. Этот вывод сделан на основании изучения терригенных полимиктовых отложений Уфимского амфитеатра, Урало-Сакмарского между-речья и Лемвинской зоны.

На Печорском Урале в бассейнах рр.Ильча, Уньи и Печоры моласса позднекаменноугольно-сакмарского возраста не обнаружена. Можно полагать, что эти отложения перекрыты надвигами или размыты. Севернее наиболее восточные выходы моласс известны в бассейне р.Подчерема. Судя по простиранию структур, они аналогичны восточным разрезам Колво-Вишерского края.

На левом берегу р.Подчерема в 2 км восточнее устья р.М.Емель полимиктовые песчаники и алевролиты нижнемолассовой формации залегают на известняках, охарактеризованных фауной нижнемосковского подъяруса среднего карбона. Расчистка зоны контакта показала, что в основании терригенной толщи, как и в более западных разрезах пермских отложений, имеет место переходный пласт мергелей, без признаков стратиграфического несогласия. Поэтому по косвенным доказательствам можно считать, что нижняя часть терригенного разреза имеет здесь не раннепермский, как считалось ранее, а позднемосковско-

позднекаменноугольный возраст. Севернее по простиранию на р.Оселок терригенные полимиктовые отложения также залегают на среднекаменноугольных известняках нижнемосковского подъяруса, а на восточном крыле Оселокской синклинали в отложениях среднего карбона фиксируются прослой алевролитов. Таким образом, рассмотрение наиболее восточных разрезов нижней молассы в Елецкой (известняковой) структурно-формационной зоне Северного Урала свидетельствует о позднемосковско-позднекаменноугольном времени заложения прогиба.

В течение палеозоя к востоку от известняковой зоны располагалась сланцевая структурно-формационная зона, в отложениях которой и была установлена на Урале среднекаменноугольная моласса [4]. На Северном Урале сланцевые формации слагают аллохтон Малопечорской структурно-формационной зоны, а молассоидные образования расположены вдоль ее западной границы (см. рисунок). По литологическому сходству эти отложения были отнесены к артинскому ярусу нижней перми (данные Г.Ф.Проскурина, О.А.Кондяйн и др.), что отражено на геологической карте Урала [2]. Однако еще в 1940 г. В.А.Варсановичева [1] отмечала, что на р.Печоре в этих породах обнаружены фораминиферы визейского яруса. Нами были изучены эти отложения и уточнен их возраст — от окского надгоризонта визейского яруса до башкирского яруса карбона [7]. Для этой тол-

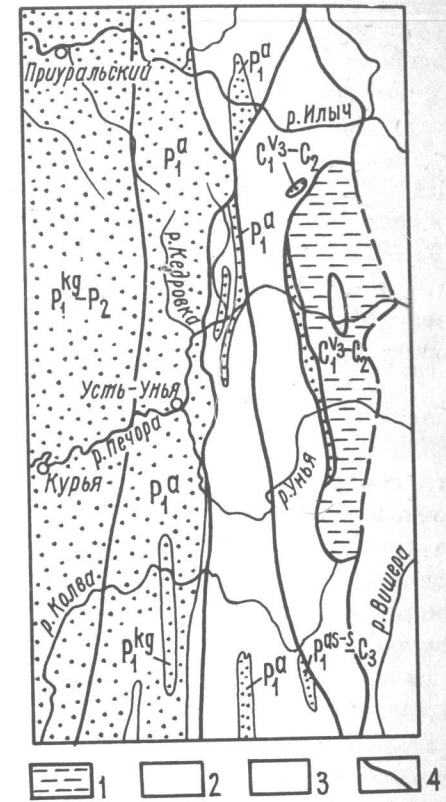


Рис. Размещение отложений нижнемолассовой формации на западном склоне Северного Урала.

1 — Малопечорская (сланцевая) структурно-формационная зона; 2 — Елецкая (известняковая) структурно-формационная зона; 3 — выходы на поверхность нижнемолассовых и молассоидных отложений; 4 — основные разрывные нарушения.

щи характерны значительные мощности (более 500 м), ритмичность, градационная слоистость, наличие гироглифов и угленпроявлений, морская фауна, грубообломочные породы и признаки мелководности, что позволяет сопоставить эти отложения с нижней молассой. Состав обломочного материала раннепермской нижней молассы и рассматриваемых отложений карбона весьма сходен и свидетельствует о едином источнике сноса с востока. Из вышеизложенного следует, что на Северном Урале начальные этапы заложения Предуральского краевого прогиба фиксируются в сланцевой зоне с поздневизейского времени. Впоследствии прогиб мигрировал из миогеосинклинальной зоны на территорию перикратонного опускания Печорской эпибайкальской плиты.

С выводом о более раннем (визейском) возрасте начальных этапов заложения краевого прогиба возник вопрос о его границе с Уральской складчатой областью. Мнения по этому вопросу весьма противоречивы, что связано с миграцией границ прогиба при "накатывании" его на восточный край Печорской плиты. О проведении восточной границы прогиба на современном структурном плане Северного Урала существуют в основном три точки зрения. Согласно первой прогиб ограничен отложениями сланцевой зоны (П.А.Туманов, О.А.Кондиайн, Г.Ф.Проскурин и др.). Однако в современном структурном плане сланцевая зона значительно надвинута на известняковую и, видимо, расположена в виде останца тектонического покрова [3], а севернее и южнее сланцевые формации отсутствуют. Согласно второй точке зрения границу краевого прогиба следует проводить по разломам, разделяющим палеозойские и докембрийские отложения (Б.Л.Афанасьев, В.И.Яцук). Однако наличие этих разломов отрицается большинством геологов и расположение границы почти полностью зависит от глубины эрозионного среза.

Большая группа исследователей проводит восточную границу Предуральского краевого прогиба по первым выходам на поверхность известняков его ложа (В.А.Дедеев, Б.Я.Вассерман, В.И.Богацкий, В.Н.Пучков и др.). Однако восточнее в ядрах синклиналей выходят отложения нижнемолассовой формации артинско-визейского возраста.

Поскольку краевого прогиб мигрировал к западу, его границы, по нашему мнению, можно установить лишь для определенного незначительного промежутка геологического времени. В теоретическом аспекте при этом необходимо сделать палинспастическую развертку варисцийских структур и все построения проводить на палеогеографическом плане. В этом случае восточная граница прогиба для начальных этапов его формирования в визейском веке будет располагаться примерно в 100 км к востоку от западноуральских структур, т.е. на территории, где в настоящее время расположены породы эвгеосинклинальной зоны Урала. Практически восточную границу прогиба проводят на геологи-

ческих и тектонических картах, отражающих современный структурный план. Учитывая сильное (в два-три раза) сжатие варисцийских структур и значительный эрозионный срез в восточных районах западного склона Северного Урала, объективно отразить эту границу на ранних этапах формирования краевого прогиба практически невозможно. Нами предлагается проводить ее на период конца артинского века, так как в современном структурном плане эта граница на Северном Урале совпадает с зоной Главного западноуральского надвига, по обе стороны от которого фиксируется резкое изменение морфологии варисцийских структур [6].

Таким образом, Предуральский краевой прогиб на Северном Урале заложился в поздневизейское время на территории сланцевой (Малопечорской) структурно-формационной зоны. Однозначно провести восточную границу прогиба для ранних этапов его развития (до конца артинского века) на современном структурном плане невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсановьева В.А. Геологическое строение Печорско-Ильчского государственного заповедника. - "Труды Печорско-Ильчского гос. заповедника", Вып. 1. М., 1940, с. 5 - 214.
2. Геологическая карта Урала. Масштаб 1:1000000. Ред. И.Д.Соболев. 1971. (Министерство геологии РСФСР).
3. Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник - 1972. Сыктывкар, 1973, с. 9-15. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
4. Смирнов Г.А., Плюснин К.П. История геологического развития Урала в каменноугольном периоде. - В кн.: Каменноугольные отложения Урала. Свердловск, 1975, с. 3-13. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 121. Сборник по вопросам стратиграфии, № 25).
5. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., 1955. 403 с. (ВНИГРИ. Труды, вып. 91).
6. Юдин В.В. Морфология складчатых структур западного склона Северного Урала. - Тезисы 5-й Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1976, с. 11 - 12.
7. Юдин В.В., Черных В.А. Терригенные отложения карбона в Малопечорской зоне Северного Урала. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", т. 52 (6), 1977, с. 91 - 96.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОЛУОСТРОВА КАНИН

В.Г.Гецен

Протерозойский комплекс осадочно-метаморфических пород хребта Канин Камень [1] разделяется на три серии (снизу вверх): микулкинскую, тархановскую и табуевскую, условно датированные нижним, средним и верхним рифеем (рис.1). Протерозойские породы интенсивно дислоцированы и в различной степени метаморфизованы от стадии позднего метатенеза до амфиболитовой фации. Проведенное нами изучение регионального метаморфизма протерозойских пород Канина Камня позволило установить следующие его особенности.

Эти породы Канина Камня испытали два этапа метаморфизма. Метаморфизм первого этапа был региональным; второго, вероятно, обусловлен локальным прогревом, связанным с внедрением интрузий гранитоидов и щелочных габброидов.

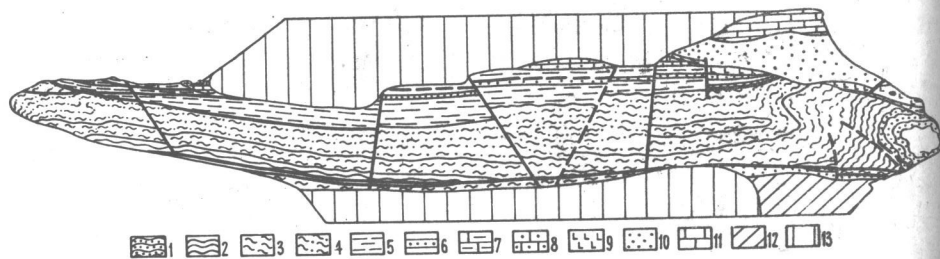


Рис.1. Схематическая геологическая карта хребта Канин Камень.

1-7 - протерозойский комплекс: 1 - микулкинская серия, 2-4 - свиты тархановской серии: 2 - нижняя, 3 - средняя, 4 - верхняя; 5 - свита ручья Болванского; 6 - янейская свита; 7 - гнильская свита; 8 - силурийские отложения; 9 - девонские базальты; 10 - породы франского яруса; 11 - каменноугольные отложения; 12 - юрские отложения; 13 - четвертичные отложения.

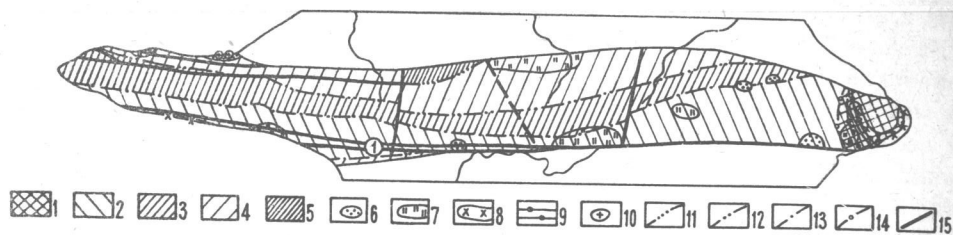


Рис.2. Карта распространения метаморфических фаций в протерозойских отложениях полуострова Канин. Составил В.Г.Гецен.

1 - зона амфиболитовой фации; 2 - зона эпидот-амфиболитовой фации; 3 - зона кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев; 4 - зона серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев; 5 - зона начального метатенеза; 6-7 - участки проявления второго этапа метаморфизма: 6 - фельдшпатизация, 7 - окварцевания и мусковитизации; 8 - поле распространения пегматитовых даек; 9 - полоса распространения дистеновых сланцев; 10 - байкальские граниты и сенинты; 11 - граница распространения зоны начального метатенеза; 12-14 - изограды: 12 - биотита, 13 - алмадинна, 14 - ставролита; 15 - разломы. ① - Главный канинский разлом.

Региональный метаморфизм протерозойских отложений Канина Камня имеет зональный характер. По минеральным ассоциациям метаморфическая зональность отвечает кианит-силлиманитовому типу (серия фаций типа Барроу).

Наблюдается последовательное увеличение степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад. Метаморфические зоны вытянуты вдоль Главного канинского разлома, ограничивающего хребет Канин Камень с юго-запада (рис.2).

Зоны распространения метаморфических фаций расположены асимметрично относительно Главного канинского разлома. К юго-западу от разлома ширина отдельных зон значительно уже, чем к северо-востоку от него. Асимметричное расположение зон распространения метаморфических фаций свидетельствует о наклоне разлома к северо-востоку [5].

Зоны наиболее слабого метаморфизма располагаются вдоль наиболее погруженной части северо-восточного крыла Канинского антиклинория (рис.1,2).

Изограды по индекс-минералам на отдельных участках секут стратиграфические границы, но в общем плане близки к ним.

Зона наиболее интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации, локально развитая в юго-восточной части Канина Камня, последовательно огибается зонами более низких фаций метаморфизма.

Участки развития второго этапа метаморфизма расположены в различных метаморфических зонах и имеют локальный характер.

Увеличение степени метаморфизма сопряжено с возрастанием тектонической деформированности пород. Для зон наиболее низких ступеней метаморфизма, не превышавшего серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, характерны остроугольные складки и крутые моноклинали. Постоянно развиты совпадающая со слоистостью сланцеватость и пологий кливаж разлома. Параллельный осевым плоскостям складок кливаж течения развит локально. В полосе развития более глубоких субфаций зеленых сланцев широким распространением пользуются складки изгиба и ламинарного течения, изоклинали складки. Обычно присутствуют две системы сланцеватости (параллельная слоистости и параллельная осевой плоскости складок), а также несколько систем трещин скалывания. Наибольшей интенсивностью и длительностью возникновения дислокаций характеризуется зона Главного разлома. В поле развития амфиболитовой фации метаморфизма распространены лежащие складки течения и сланцеватость, параллельная осевым поверхностям лежащих изоклинали складок. Кливажи скалывания и разлома, наоборот, относительно слабо проявлены.

Установление последовательного ряда разновозрастных деформаций и анализ метаморфических преобразований рифейских пород позволили выделить два структурно-деформационных цикла в тектонометаморфическом развитии региона. Первый цикл имеет законченное развитие и состоит из трех следующих стадий.

Первая, доинверсионная стадия. В геосинклинальных условиях происходило накопление мощных аспидных и флишoidных толщ протерозоя. Период прогибания, вероятно, характеризовался более или менее однородным тепловым полем и развитием вертикальной метаморфической зональности, не превышавшей начальной субфации зеленых сланцев, как это отмечено для других регионов В.А.Глебовицким [2]. В процессе вертикального сплющивания возникла сланцеватость, параллельная слоистости. В конце первой стадии, вероятно, произошло внедрение пластических тел габброидов, распространенных главным образом в юго-восточной части Канина Камня и в дальнейшем метаморфизованных до уровня вмещающих пород.

Вторая стадия отвечает началу периода инверсии геосинклинали. Она проходила в условиях общего тангенциального сжатия, направленного с северо-востока на юго-запад. В эту стадию происходит дифференциация теплового потока. В осевой части структуры, осложненной разломом глубокого заложения, возникает тепловая аномалия, начинается становление метаморфической зональности. На второй стадии

оформляются основные черты складчатой рифейской структуры Канина Камня. В условиях общего тангенциального сжатия происходило образование линейной, местами изоклинали складчатости и развитие кливажа осевой плоскости.

Третья стадия характеризуется сменой на отдельных этапах условий тангенциального сжатия радиальными движениями и возникновением, главным образом, дизъюнктивных дислокаций. Процесс тангенциального сжатия происходил прерывисто и неравномерно, что обусловило образование нескольких систем кливажа скалывания, несущих кварцевую и кварц-карбонатную минерализацию, но направление сжимающих усилий было постоянно — с северо-востока на юго-запад. Вытянутость метаморфических зон вдоль разлома, ограничивающего Канин Камень с юго-запада, указывает, что зона разлома, по-видимому, являлась "тепловым резервуаром" с температурами, возрастающими с глубиной и убывающими по направлению от разлома по латерали. Вероятно, в начале этой стадии окончательно оформилась метаморфическая зональность с серией фаций типа Барроу. В конце рассматриваемой стадии условия сжатия неоднократно сменялись условиями растяжения. К трещинам разрыва северо-западного и субмеридионального простирания приурочены дайки габброидов с радиологическим возрастом 660 — 775 млн. лет (калий-аргоновый метод, валовые пробы), метаморфизм которых не превышает начальной субфации фации зеленых сланцев.

Второй деформационный цикл имеет неполное развитие. Он относится к позднеорогенной стадии развития региона и характеризуется преимущественно вертикальными движениями. В этот период образовались полого залегающие зоны скалывания и милонитизации, секущие все более ранние деформации и дайки габброидов. С рассматриваемым циклом связаны проявления второго этапа метаморфизма, локальная гранитизация и внедрение кислых и щелочных интрузий, а также комплекса лампрофиров с радиологическим возрастом 535 млн. лет [4]. К этому циклу мы относим и образование Микулкинской куполовидной антиклинали. Овальная форма, развитие по периферии дистеновых сланцев, присутствие зоны изоклинали складок, окаймляющих антиклинали, позволяет предполагать ее диапировую природу. Обнаруженные в ядре Микулкинской антиклинали породы амфиболитовой фации являются конечными членами зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа. Их присутствие только на этом участке свидетельствует о поднятии здесь наиболее глубоких горизонтов метаморфических пород.

Формирование складчатой структуры протерозойских толщ п-ва Канин, судя по имеющимся радиологическим данным, закончилось в начале кембрия. Дальнейшее развитие региона происходило в платформен-

ном режиме. Выявленная последовательность тектоно-метаморфических процессов протерозойского комплекса хребта Канин Камень в общих чертах соответствует структурной эволюции метаморфических комплексов других регионов [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., "Наука", 1975. 144 с.
2. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973. 128 с.
3. Казаков А.Н., Миллер Ю.В., Дук В.Л., Харитонов А.А. Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., "Наука", 1977. 159 с.
4. Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. - ДАН СССР, 1966, т.170, №3, с. 669-672.
5. Паталаха В.И., Поляков А.И., Севрюгин Н.Н. Термодинамический режим метаморфизма зон глубинных разломов. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Труды 2-й сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., "Наука", 1976, с. 44-48.

МИНЕРАЛОГИЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В БОКСИТАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И.В.Швецова

Изучение акцессорных минералов в бокситах и корах выветривания на месторождениях Среднего Тимана (по 70 минералогическим пробам) позволило выявить комплекс типоморфных минералов [1], к которым относятся циркон, лейкоксен, рутил, реже анатаз. Содержание их по залежам варьирует (см. таблицу), однако наибольший интерес представляют вариации их типоморфных особенностей.

Циркон в бокситах и корах выветривания Верхнешугорского участка отличается повышенным содержанием новообразованных разновидностей, для которых характерны весьма совершенная кристаллографическая огранка, простые формы - призма {100}, дипирамида {101}, отсутствие следов переноса. Встречаются аномально удлиненные (удлинение 1:25) уплощенные кристаллы. Они бесцветные и прозрачные. Размер кристаллов новообразованного циркона в два-три раза превышает размер аллотигенного циркона.

Лейкоксен представлен двумя разновидностями: рутиловой и анатазовой; отличается высокой степенью раскристаллизованности.

Рутил характеризуется преобладанием новообразованных разновидностей: удлиненно-призматического, игловидного, часто с коленчатыми двойниками морфотипа, коротко-призматического с прекрасно окристаллизованными головками; встречены двуглавые кристаллы. Цвет рутила изменяется от соломенно-желтого, красного до черного.

Анатаз встречается в виде хорошо окристаллизованных пластинчатых, толстотаблитчатых и дипирамидальных кристаллов.

Особенности, отмеченные для циркона, рутила, анатаза, характерны и для турмалина. В породах Верхнешугорского участка количественно преобладает новообразованный турмалин в виде идиоморфных прозрачных удлиненно-призматических кристаллов. Цвет турмалина бледно-зеленый, встречаются полихромные разновидности.

Бокситы и подстилающие их породы Верхнешугорского участка отличаются от пород Верхневорыквинского и Вежаю-Ворыквинского

Распределение аксессуарных минералов в бокситах и подстилающих их глинистых продуктах выветривания (в % от тяжелой неэлектромагнитной фракции)

Минералы	Коры выветривания				Бокситы		
	Участки				Участки		
	Верхневорык - винский	Вежаю-Ворык - винский	Верхнешугорский	Верхневорык - винский	Вежаю-Ворык - винский	Верхнешугорский	Верхнешугорский
Циркон	61(2-98,0)	10,8(зн.-58,9)	6,1(зн.-60,5)	69,8(23,5-93,0)	37,4(25,6-61,3)	15,7(4,0-26,4)	
Лейкоксен	25,4(зн.-96)	21,8(зн.-92)	21,4(зн.-97,5)	9,2(зн.-20,0)	19,6(4,3-32,0)	13,5(4-25,3)	
Рутил	4,9(зн.-12)	20,3(зн.-91)	28,1(зн.-97,5)	7,8(1,5-16,0)	31,2(2-54,3)	14,6(2-70,5)	
Анагаз	зн.	0,7(зн.-3,0)	7,7(зн.-76,5)	0,2(зн.-1,5)	1,2(зн.-2,8)	1,2(зн.-3,5)	
Апатит	-	78,1(0,-97)	20,1(0-72)	-	-	9,8(0-29,5)	
Барит	-	зн.	24,1(зн.-57)	-	зн.	зн.	
Флюорит	-	-	зн.	-	-	-	
Пирит	0,9(зн.-1,7)	14,0(зн.-84,2)	45,2(зн.-100)	1,0(0-5,0)	2,6(зн.-9,1)	35,8(зн.-67,7)	
Халькопирит	-	зн.	4,2(0-35,3)	-	-	13,3(0-20)	
Халькозин	-	-	зн.	-	-	2,4(0-7,3)	
Сфалерит	-	-	1,0(0-5,0)	-	-	-	
Галенит	зн.	-	1,1(0-3)	-	-	зн.	
Ильменорутил	-	-	6,9(0-25,3)	-	-	6,1(0-24,4)	
Сфен	-	-	0,3(0-1,0)	-	-	0,3(0-1,3)	
Ксенотим	-	-	8,1(0-35,9)	-	-	зн.	
Монашит	-	-	2,7(0-8,2)	-	-	зн.	
Турмалин	зн.	зн.	2,1(0-9,4)	0,6(0-1,0)	зн.	зн.	

Примечание. В скобках указаны пределы колебаний процентного содержания минерала в тяжелой неэлектромагнитной фракции.

участков наличием аксессуарных минералов, содержащих ниобий и редкие земли: ильменорутила, сфена, монашита, ксенотима. Все они являются новообразованными. Ильменорутил встречается в виде зерен и идиоморфных кристаллов дипирамидального и ложнопризматического габитуса; цвет черный. Сфен также характеризуется совершенными кристаллографическими формами. Кристаллы имеют таблитчатый габитус, отличаются наличием тупых и острых углов между гранями; цвет желтый. Монашит представлен тремя морфологическими разновидностями: 1) прекрасно ограненными хрупкими прозрачными кристаллами удлиненно-призматического габитуса, часто насыщенными точечными включениями; цвет серый; 2) таблитчатыми кристаллами желтого цвета; 3) плохо окристаллизованными зернами. Ксенотим встречен в виде колломорфных зерен, реже наблюдаются плохо окристаллизованные тетрагональные полупрозрачные дипирамидки, окрашенные в желтый или розовый цвет.

В породах указанных месторождений распространен апатит, поведение которого в латеритном профиле было прослежено ранее [1]. Среди изученных апатитов рентгенометрически определены карбонат-апатит (подолит), цериевый апатит (беловит), иттрий-апатит, стронций-апатит. Полуколичественным спектральным анализом подтверждено присутствие редких земель и стронция в апатите.

В корях выветривания и бокситах Верхнешугорского участка обнаружены сложные алюмофосфаты, содержащие стронций, барий, редкие земли. Рентгенометрически идентифицированы вудхаузеит, соколовит, минералы из группы гоацит-флоренсита. Они образуют псевдоморфозы по кристаллам апатита или самостоятельные выделения в виде сферолитов либо тонкозернистых агрегатов белого цвета. К минералам, характерным лишь для пород Верхнешугорского участка, относится флюорит.

В ряде проб из бокситов и подстилающих их пород на месторождениях встречены сульфиды. Выяснилось широкое их распространение в породах Верхнешугорского участка. Из таблицы видно, что пирит встречается в бокситах и корях выветривания Верхневорыквинского и Вежаю-Ворыквинского участков спорадически и в незначительном количестве, халькопирит и галенит - в виде единичных знаков. Иная картина наблюдается в породах Верхнешугорского участка. Количество пирита резко возрастает в балансе тяжелых фракций. Кроме халькопирита и сфалерита появляются халькозин и галенит. Сульфиды характеризуются высокой степенью идиоморфизма кристаллов.

Таким образом, изучение аксессуарных минералов в рудах и подстилающих породах месторождений бокситов на Среднем Тимане выявило

существенное отличие в их составе и типоморфных особенностях на Верхнещугорском участке. Оно заключается в наличии разнообразных, обладающих совершенной кристаллографической огранкой новообразованных минералов, в том числе содержащих ниобий, редкие земли. Такие минералы, как циркон, рутил, ильменорутит, турмалин, монацит, ксенотим, редкоземельный апатит, сфен, флюорит, не могли образоваться ни в процессе формирования коры выветривания и бокситов, ни в результате наложенных гипергенных процессов. Появление их можно связать скорее с метасоматическим процессом, предполагающим привнос материала. В пользу последнего свидетельствует и соответствующий парагенезис ниобиево-редкоземельных минералов. Полученные данные позволяют вслед за В.В.Лихачевым, (см. статью в данном сборнике) предполагать наличие в составе субстрата среднетиманских бокситовых месторождений метасоматически измененных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Швецова И.В. Акцессорные минералы в латеритном профиле выветривания рифейских пород на Среднем Тимане. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976, с. 96 — 101. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

ЛИТИЙ В ЛАТЕРИТНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТАХ СРЕДНЕГО ТИМАНА

В.В.Беляев

Сведения о геохимии Li в зоне гипергенеза противоречивы [2,6]. Имеются указания на накопление Li в бокситах и делаются попытки использовать его как генетический индикатор при исследовании бокситов. В связи с этим изучение геохимии Li в хорошо известных по литературе [1,5] латеритной коре выветривания (КВ) и бокситах Среднего Тимана представляло значительный интерес. Содержание Li определялось количественным спектральным анализом Г.Е.Юшковой с ошибкой воспроизводимости $\pm 20\%$.

Распределение Li в КВ во всех четырех изученных разрезах оказалось однотипным. Среднее содержание его кверху от субстрата к гидрослюдистым и каолинистым продуктам явно увеличивается, затем к аллитам и бокситам уменьшается, а в верхних аллитах снова возрастает. Это хорошо видно из табл.1 по изменению коэффициента концентрации (Кк), представляющего собой отношение содержания Li в породе (боксите) к его содержанию в исходном субстрате, принятому за единицу. Аналогичное распределение Li установлено в других латеритных КВ [2,6] и присуще, очевидно, всем КВ этого типа.

Содержание Li в бокситах мира составляет в среднем по Г.И.Бушинскому [3] 30 г/т, по М.Г. Эдлин и В.А.Тенякову [7] — 67 г/т. В среднетиманских бокситах оно равно, по нашим данным, 80 г/т, а по В.И.Мамедову и др. [5] — 106,8 г/т. Это несколько выше кларка Li в платформенных бокситах, но ниже, чем в геосинклинальных [7]. Среди разных минеральных типов бокситов наиболее бедны Li бемитовые и гематит-бемитовые (35–46 г/т), а наиболее богаты им каолинит-бемитовые бокситы (160 г/т). Шамозит-бемитовые бокситы содержат в среднем 110–120 г/т.

Распределение Li по минералам бокситов и КВ характеризует — ся значительным разнообразием (табл.2). Наибольшее количество Li сосредоточено в каолините. Содержание его в минералах, особенно в каолините, весьма изменчиво. В последнем содержание Li зависит от положения минерала в разрезе, от его генезиса и совершенства структуры.

Содержание Li в латеритной КВ

Типы пород	Количество определений	Содержание, г/т		Кк Li
		среднее	интервалы колебаний	
Аллиты верхние	4	172	120-200	4,5
Бокситы	77	80	2-250	2,1
Аллиты нижние	14	187	50-350	4,9
Каолининовые породы	19	207	70-500	5,45
Гидрослюдистые породы	34	101	28-300	2,7
Сланцы и нерастворимый остаток карбонатов (субстрат)	11	38	8-65	1

Содержание Li в минералах бокситов и КВ

Минерал	Количество определений	Содержание, г/т		Кк Li относительно его содержания в сериците
		среднее	интервалы колебаний	
Бемит	4	35	11-50	0,57
Шамозит	7	170	90-300	2,77
Каолинит	7	340	80-500	5,49
Гидрослюда	4	72	53-100	1,16
Серицит	3	62	55-65	1

Формы нахождения Li в бокситах и КВ трактуются неодинаково [2,6]. С целью их определения нами изучались корреляционные связи Li, его распределение в кислотно-обработанных и природно обесцвеченных образцах. Кислотная обработка производилась 10%-ной HCl до полного обесцвечивания образца. Было замечено, что положительная связь Li и Al, установившаяся еще в нижней зоне КВ ($\tau = 0,467$

Таблица 1

при $n = 32$), в каолининовых породах заметно усиливается ($\tau = 0,675$ при $n = 19$), а затем ослабевает в аллитах и становится отрицательной в бокситах ($\tau = -0,406$ при $n = 40$). В последних Li образует прочную связь с Si ($\tau = 0,57$ при $n = 40$) и более слабую с FeO ($\tau = 0,326$ при $n = 36$). Эти данные позволяют предположить, что в КВ и бокситах Li прочно (изоморфно) связан с глинистыми минералами — каолинитом, гидрослюдой и шамозитом. О том же свидетельствуют результаты солянокислотной обработки бокситов и пород КВ (табл.3).

Таблица 3

Результаты кислотной обработки пород КВ и бокситов

Типы породы, боксита	Номер образца	Содержание, г/т	
		в исходном образце	в обработанном HCl образце
Сланец серицитовый с гематитом, слабо выветрелый	575-22	80	120
	575-24	120	100
Глина каолининовая с гематитом	582-3	130	150
Боксит гематит-бемитовый	пр.2	80	6
	пр.3	100	3
Боксит шамозит-бемитовый	пр.6	100	6
Боксит шамозит-бемитовый с примесью каолинита	пр.7	150	30

При такой обработке в твердом остатке, как известно, сохраняется лишь изоморфно связанная с нерастворимыми в HCl минералами (бемитом, каолинитом, серицитом) часть Li, тогда как сорбированные формы его, а также весь Li из растворимых в HCl минералов — хлорита, шамозита, окислов железа — переходит в раствор. С учетом этого и данных табл.2 и 3 можно считать, что в сериците, гидрослюде, каолините и шамозите не менее 80% Li присутствует в изоморфной форме и лишь около 20% — в сорбированной. В бемите и гематите весь Li находится в сорбированном состоянии.

О механизме изоморфизма Li в глинистых минералах высказывались различные представления [6]. По нашему мнению, этот процесс может происходить по схеме: $Si_{IV}^{4+} \rightarrow Al_{IV}^{3+} + Li_{VI}^{+}$. В шамозите изо-

морфизм Li может осуществляться также по схеме: $2Me_{VI}^{2+} \rightarrow Me_{VI}^{3+} + Li_{VI}^{+}$, где в роли Me^{2+} могут выступать Fe^{2+} , Mg^{2+} , а в роли Me^{3+} — Al^{3+} и Fe^{3+} .

Расчет баланса вещества с учетом изменения объемного веса показал, что при восстановительном обелении бокситов Li обычно выносятся из осветленных участков (до 50%). Если же этот процесс сопровождается каолинизацией, то, наоборот, наблюдается значительный привнос Li (до 65%). Обеление гематит-каолинитовых пород всегда приводит к относительному накоплению Li (до 65–75%). При шамозитизации бокситов происходит значительный привнос Li (70–100%).

Представление о том, что повышенная концентрация Li в среднетиманских бокситах связана с гидротермально-метасоматическими процессами позднедевонского вулканизма [5], не подтверждается, поскольку базальты и образовавшиеся по ним калиевые метасоматиты содержат небольшое количество Li (6 и 35–40 г/т соответственно).

Выводы. КВ Среднего Тимана по характеру распределения Li аналогична латеритным КВ других типов пород. Бокситы района по содержанию Li занимают промежуточное положение между геосинклинальными и платформенными бокситами. Главным минералом-носителем Li в бокситах является каолинит, в меньшей мере — шамозит. Из-за резкого непостоянства содержания Li в глинистых минералах (и даже в одном минерале) содержание его, строго говоря, не может служить мерой глинистости бокситов [4,7]. По той же причине литий-алюмосиликатное отношение при определении генетического типа бокситов [4] может иметь лишь ограниченный интерес. Основная форма нахождения Li в глинистых минералах бокситов и КВ изоморфная, а в минералах глинозема и окислов железа — сорбированная. Каолинизация и шамозитизация бокситов сопровождаются привносом Li , а обеление — выносом его. Повышенное содержание Li в среднетиманских бокситах связано как с достаточно высоким содержанием Li в исходном субстрате, так и с привносом его нисходящими водами при ре-силификации бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В.В., Швецова И.В., Лихачев В.В. Бокситы Среднего Тимана и перспективы их поисков, Сыктывкар, 1976, 35 с. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады", вып. 29).
2. Бурков В.В., Чеховских Е.Г. Редкие и малые элементы в корках

выветривания и бокситах. — В кн.: Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность. М., "Недра", 1976, с. 84 — 128.

3. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М., "Недра", 1975, 411 с.
4. Гуткин Е.С. Геохимия лития в бокситах Северо-Уральского бассейна. — "Геохимия", 1971, № 1, с. 73 — 80.
5. Мамедов В.И., Гоберман Р.Г., Теняков В.А., Лебедев В.А., Яцкевич Б.А. Геохимические особенности бокситоносных латеритных покровов Северного Тимана в связи с генезисом бокситов. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., 1976, с. 56–79. (Науч. труды ВИМС, вып.4).
6. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А. Геохимия лития в осадочном цикле. — "Геохимия", 1970, № 2, с.131–161.
7. Эдлин М.Г., Теняков В.А. Основные черты геохимии лития в процессах латерито- и бокситообразования. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., 1975, с. 5 — 15. (Науч. труды ВИМС, вып.3).

НИОБИЙ В БОКСИТАХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ
СРЕДНЕГО ТИМАНА

В.В.Лихачев

Материалом для изучения геохимии ниобия в бокситах и корях выветривания послужил керн скважин, пробуренных Ухтинской ГРЭ при поисково-разведочных работах на бокситы. Известные месторождения расположены на юго-восточном и восточном склонах Четласской горст-антиклинали. Коры выветривания и бокситы приурочены здесь к площади развития сланцево-карбонатных пород рифейского фундамента и перекрыты раннефранскими вулканогенно-осадочными отложениями. Бокситы образуют несколько изолированных залежей со сложными извилистыми контурами и плащеобразной или линзовидной формы [1]. Содержание ниобия устанавливалось количественным спектральным анализом с чувствительностью 0,005% (аналитик Т.И.Иванова). В пяти пробах пятиокси ниобия и тантала определены химическим анализом (аналитик Э.Г.Бабушкина).

Анализ полученного материала позволил установить, что в профиле коры выветривания по сланцево-карбонатному субстрату происходит одновременное с глиноземом и двуокисью титана накопление ниобия (табл.1), среднее содержание которого составляет 51 г/т (по 65 анализам). Разные текстурные типы одноименных пород заметно различаются по содержанию ниобия. Так, брекчиевидные бокситы и бокситовые породы содержат заметно большее количество ниобия (50-60 г/т), чем их сланцеватые разности (20-30 г/т). Подобная зависимость характерна также для алюминия и титана.

При перераспределении вещества боксита с образованием алюмо-железистых стяжений ниобий подобно глинозему и двуокиси титана накапливается больше в основной массе (40-50 г/т), чем в стяжениях (20-30 г/т). Ряд интенсивности накопления ниобия в алюмо-железистых стяжениях выглядит следующим образом: $Fe_2O_3 = FeO > TiO_2 > SiO_2 > Nb_2O_5 > Al_2O_3$.

В бокситах одной из залежей, приуроченной к зоне разломов, установлено высокое содержание ниобия - до 900 г/т в отдельных пробах, т.е. в 30 раз превышающее его кларк в бокситах - 30 г/т, по

Распределение ниобия в коре выветривания и бокситах

Номера проб	Порода	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Nb ₂ O ₅ , Ta ₂ O ₅ , Nb ₂ O ₅		
						г/т	г/т	Ta ₂ O ₅
522/12	Боксит	45,59	6,20	31,28	2,5	90	3	30
523/4	То же	43,85	8,32	31,47	2,3	50	3	16
527/20	Глинистая порода из коры выветривания	27,09	40,40	15,04	1,6	30	2	15
523/35	Доломит глинистый	Не определялось				20	4	5
1047/15	Известняк	Не определялось				20	1	20

Г.И.Бушинскому [2]. Материнскими породами бокситов здесь являются метасоматически измененные (фенитизированные) породы рифейского фундамента, сложенные преимущественно доломитом, альбитом и калиевым полевым шпатом. В кристаллах полевых шпатов нередко включения рудных минералов - рутила, сфена. Строение бокситоносной толщи сложное. Она обычно представлена несколькими пластами бокситов, разделенных междурудными аллитами и некондиционными бокситами, часто сильно ожелезненными (до 54% Fe₂O₃). Верхняя часть ее сложена, как правило, маложелезистыми переотложенными бокситами и бокситовыми породами. Особенностью продуктов коры выветривания фенитизированных пород, особенно ее нижней зоны, является песчановидный облик и сухость на ощупь.

Максимальные концентрации ниобия в этой залежи установлены также в бокситах, причем наиболее высокие (в среднем 325-500 г/т) - в структурных бокситах с пределами колебаний в отдельных пробах от 100 до 900 г/т. Несколько более низкие содержания (330-425 г/т) установлены в переотложенных бокситах. Содержание ниобия в переотложенных глинистых бокситах в двух пробах составило 110 и 410 г/т. Междурудные аллиты содержат по отдельным разрезам в среднем от 140 до 365 г/т (в отдельных пробах от 100 до 660 г/т), некондиционные бокситы - 230 г/т (160-350 г/т). Подрудные аллиты и глинистые породы коры выветривания концентрируют в среднем 170-185 г/т

ниобия, но в одной пробе из коры выветривания, сложенной выветрелыми полевыми шпатами, содержание ниобия составило 740 г/т. Нерастворимые остатки фенитизированных пород субстрата содержат от 30 до 100 г/т ниобия, а их тяжелые фракции — 200–920 г/т. Среди аксессуарных минералов в этой залежи встречаются ниобийсодержащие и редкоземельные минералы.

Интересно также отметить, что в некоторых разрезах в заметных количествах присутствуют псевдоморфозы гетита и гематита по пириту с содержанием ниобия 230 г/т (по данным полуколичественного спектрального анализа — до 600 г/т). Подобное отмечалось ранее А.Д.Слукиным [3] в корях выветривания Чадобецкого поднятия.

Для выявления форм нахождения ниобия пробы бокситов и аллитов подвергались обработке 10%-ной HCl. При этом основное количество гидроокислов железа удалялось в раствор. Нерастворимые остатки разделялись в тяжелой жидкости с удельным весом 3,25 г/см³ на две фракции, в которых определялось содержание ниобия. По полученным данным рассчитан баланс ниобия в бокситах и аллитах (табл.2).

Таблица 2

Баланс ниобия в структурных бокситах и аллитах

Составляющие породы	Боксит структурный		Аллит межрудный		Боксит структурный		Аллит межрудный	
	Содержание ниобия, г/т	Распределение ниобия в н.о.	Содержание ниобия, г/т	Распределение ниобия в н.о.	Содержание ниобия, г/т	Распределение ниобия в н.о.	Содержание ниобия, г/т	Распределение ниобия в н.о.
Валовая проба	60	—	180	—	600	—	300	—
Нерастворимый остаток (н.о.)	320	—	500	—	660	—	1500	—
Фр. < 3,25 г/см ³ н.о.	150	28,8	80	88,76	160	39,5	490	67,6
Фр. > 3,25 г/см ³ н.о.	14000	71,2	7000	11,24	8100	60,5	14000	32,4

Как видно из табл.2, удаление гидроокислов железа в большинстве случаев вызывает значительное увеличение содержаний ниобия в нерастворимых остатках, что говорит об отсутствии тесной кристаллохимической свя-

зи ниобия с гидроокислами железа. Обработка пробы сильножелезистого (> 42% Fe₂O₃) боксита растворами соляной кислоты различной концентрации также доказывает это. Валовое содержание ниобия в исходной пробе составило 60 г/т, после обработки 10%-ной HCl оно возросло до 320 г/т, а после обработки 25%-ной HCl — до 1280 г/т.

Удаление минералов тяжелой фракции (d > 3,25 г/см³) из нерастворимых остатков бокситов во всех случаях приводит к существенно-му понижению содержаний ниобия в легких фракциях (d < 3,25), представленных минералами глинозема. Это указывает на ведущую роль минералов тяжелой фракции как основных носителей ниобия, из которых главная роль принадлежит лейкоксену и ильменорутилу. Так, в мономинеральных фракциях лейкоксена установлено ниобия от 5000 до 14000 г/т. Ниобий в легких фракциях (3,25 > d > 2,8) вероятнее всего связан с тонкодисперсными минералами титана, не перешедшими в тяжелую фракцию.

Минералы тяжелой фракции аллитов сравнительно с легкой фракцией также содержат повышенное количество ниобия, но ввиду небольших содержаний этих минералов их роль в балансе ниобия менее значительна, чем в бокситах. Основная масса ниобия здесь, видимо, связана с глинистыми минералами — содержание его в прослоях каолинистых глин составляет 270 г/т, причем максимально концентрируется ниобий в каолините не совершенной структуры из подрудной зоны (1100 г/т).

В переотложенных глинистых бокситах выявляется преимущественная связь ниобия с глинистыми минералами и тяжелой фракцией. Так, фракция с уд.весом < 2,8 г/см³ (каолинит) концентрирует 60% ниобия, а фракция > 2,8 г/см³ — 40%. Во фракции с удельным весом 3,25 > d > 2,8 (основная фаза — бемит) содержание ниобия составило всего 100 г/т, в тяжелой (d > 3,25) >> 10 000 г/т.

Анализ продуктов опытно-лабораторного выщелачивания структурных бокситов по методу Байера показывает, что ниобий в основном концентрируется в красном шламе, где его содержание повышается по сравнению с содержанием в исходных бокситах более чем в два раза.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

В процессе латеритного выветривания происходит значительное накопление ниобия в остаточных продуктах, причем он максимально концентрируется в бокситах.

Концентрация ниобия в бокситах прямо зависит от концентрации его в исходном субстрате. При низком содержании ниобия в субстрате содержание его в боксите также низкое, а при высоком — повышенное. Так, повышенное содержание ниобия в метасоматически измененных породах субстрата на одной из бокситовых залежей и явилось причиной

высоких концентраций его в бокситах.

Основная масса ниобия в бокситах связана с минералами тяжелой фракции, главным образом с титановыми. Неравномерность распределения их по разрезу обуславливает также и неравномерность распределения ниобия, широкие пределы колебаний его по отдельным пробам.

В межрудных аллитах, сравнительно с бокситами, роль минералов тяжелой фракции ввиду небольших их содержаний в балансе ниобия менее значительна. Большая часть ниобия в аллитах связана с глинистыми минералами, что приводит к более равномерному распределению его в пробах.

В процессе переработки бокситов Среднего Тимана ниобий в основном концентрируется в красном шламе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В.В., Швецова И.В., Лихачев В.В. Бокситы Среднего Тимана и перспективы их поисков. Сыктывкар, 1976. 35 с. (Коми филиал АН СССР. Серия препринтов "Научные доклады", вып. 29).
2. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М., "Недра", 1975. 411 с.
3. Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М., "Наука", 1973. 100 с.

МЫШЬЯКОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ПАЙХОЙСКО-ЮЖНОНОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.П.Юшкин, А.Б.Макеев

Начиная с 1971 г. нами и нашими сотрудниками (Б.А.Осташенко, В.И.Силаев) в пределах Пайхойско-Южноновоземельского мегантиклинория обнаружено большое число гидротермальных проявлений неизвестной ранее мышьяковой минерализации (рис.1), в которых установлены следующие мышьяксодержащие минералы: никелин, герсдорфит, кобальтин (джулукулит), теннантит, тетраэдрит, ванадиевомышьяковый германит, реальгар, аурипигмент. Мышьяковые проявления относятся к трем минеральным типам: а) арсенидно-сульфидному; б) блеклых руд и медно-германиево-мышьяковых сульфосолей и в) реальгар-аурипигментовому.

Арсенидно-сульфидный тип связан с сульфидной кобальт-медно-никелевой минерализацией в базальтоидах центральнопайхойского комплекса [5] и представлен никелином, никелистым кобальтином (джулукулитом) и герсдорфитом, присутствующими в виде ассоциаций минералов в сульфидных рудах (1, рис.1). Эти минералы описаны Б.А.Осташенко [2], данные об их составе в виде кристаллохимических формул приведены в таблице.

Тип блеклых руд и Cu-Ge-As сульфосолей связан с телетермальной медно-полиметаллической минерализацией. Он представлен наиболее многочисленными жильными проявлениями, несколько отличающимися друг от друга по составу мышьяксодержащих сульфосолей и по ассоциациям минералов, в связи с чем выделяются три подтипа: теннантитовый, теннантит- V-As -германитовый и тетраэдрит-никелиновый.

Теннантитовый подтип характерен для о-ва Вайгач, где теннантит, по нашим данным и данным В.И.Силаева; отмечается в полиметаллических рудах горы Цинковой (2, рис.1), рудопроявления Академического (3, рис.1), в медных рудах проявления Утинового (4, рис.1), в кварц-карбонатных жилах бухты Соленой (5, рис.1). Все эти проявления по своим масштабам незначительны [8]; содержание теннантита в рудах не превышает нескольких сотен граммов на тонну.

Составы мышьяксодержащих минералов Пайхойско-Южновоземельской провинции по данным микрозондовых анализов (ЖХА-5, Самтса MS-46)

Рудопроявление	Минерал	Номера проб	Кристаллохимическая формула
Медно-никелевые рудопроявления Центрального Пай-Хоя	Никелин	По Б.А.Осташенко [2]	Ni _{0,98} As _{1,00}
	Герспорфит	" "	(Co _{0,31} Ni _{0,48} Fe _{0,23} 1,02S _{0,89} As
	Кобальтин	" "	(Co _{0,63} Ni _{0,28} Fe _{0,12} 1,03S _{0,95} As
	Ю-8004-1	Ю-8004-1	(Co _{0,7186} Ni _{0,28} Cu _{0,036} Fe _{0,028} Zn _{0,010} 1,074(As _{0,930} Sb _{0,013} 0,942 ^S 0,9331
Нижнесилоское	Кобальтин	Ю-8004-2	(Co _{0,668} Ni _{0,332} Cu _{0,030} Fe _{0,028} Zn _{0,030} 1,088(As _{0,925} Sb _{0,011} 0,936 ^S 0,9675
	Ю-8004-4	Ю-8004-4	(Co _{0,678} Ni _{0,329} Cu _{0,029} Fe _{0,022} Zn _{0,006} 1,057(As _{0,920} Sb _{0,013} 0,933 ^S 1,010
	Ю-8004-5	Ю-8004-5	(Co _{0,654} Ni _{0,346} Cu _{0,029} Fe _{0,006} Zn _{0,004} 1,094(As _{0,976} Sb _{0,005} 0,981 ^S 1,038
	М-427а	М-427а	(Cu _{10,329} Ag _{0,062} Zn _{1,804} 12,195(As _{2,101} Sb _{1,899} 4,000 ^S 13,000
Среднесилоское	Теннантит	М-425а	(Cu _{10,175} Ag _{0,053} Zn _{1,886} 12,114(As _{2,338} Sb _{1,662} 4,000 ^S 13,000
	М-426а	М-426а	(Cu _{10,425} Ag _{0,088} Zn _{1,743} 12,256(As _{2,506} Sb _{1,494} 4,000 ^S 13,000
	М-426	М-426	(Cu _{10,869} Ag _{0,082} Zn _{1,639} 12,590(As _{2,584} Sb _{1,416} 4,000 ^S 13,000
	Ю-8066	Ю-8066	Cu _{3,000} (As _{0,578} Sb _{0,046} V _{0,234} Ge _{0,138} Sn _{0,057} Zn _{0,016} 1,000 ^S 3,819
Рогачевское (Новая Земля)	Ванадиево-мышьяковый германит	М-4266	Cu _{3,000} (As _{0,586} Sb _{0,026} V _{0,247} Ge _{0,078} Sn _{0,056} Fe _{0,007} 1,000 ^S 3,926
	М-426	М-426	Cu _{3,000} (As _{0,483} Sb _{0,095} V _{0,240} Ge _{0,108} Sn _{0,046} Fe _{0,028} 1,000 ^S 3,889
	М-4256	М-4256	(Cu _{2,993} As _{0,007} 3,000(As _{0,509} Sb _{0,048} V _{0,233} Ge _{0,159} Sn _{0,023} Fe _{0,028} 1,000 ^S 3,852
	М-4276	М-4276	Cu _{3,000} (As _{0,430} Sb _{0,084} V _{0,200} Ge _{0,201} Sn _{0,059} Fe _{0,026} 1,000 ^S 3,844
Тетраэдрит	Ю-471-1	Ю-471-1	(Cu _{10,00} Zn _{1,48} Cd _{0,27} 11,75(As _{1,01} Sb _{3,16} 4,17 ^S 13,08
	Ю-471-2	Ю-471-2	(Cu _{9,93} Ag _{0,10} Zn _{1,55} Hg _{0,17} Cd _{0,23} 12,01(As _{1,20} Sb _{2,93} 4,13 ^S 12,89
	Ю-471-3	Ю-471-3	(Cu _{9,85} Ag _{0,12} Zn _{1,56} Hg _{0,13} Cd _{0,24} 11,90(As _{0,81} Sb _{3,20} 4,01 ^S 13,10
	Ю-468а	Ю-468а	Cu _{3,12} (As _{0,570} Sb _{0,10} V _{0,250} Ge _{0,020} Sn _{0,030} ^S 3,900

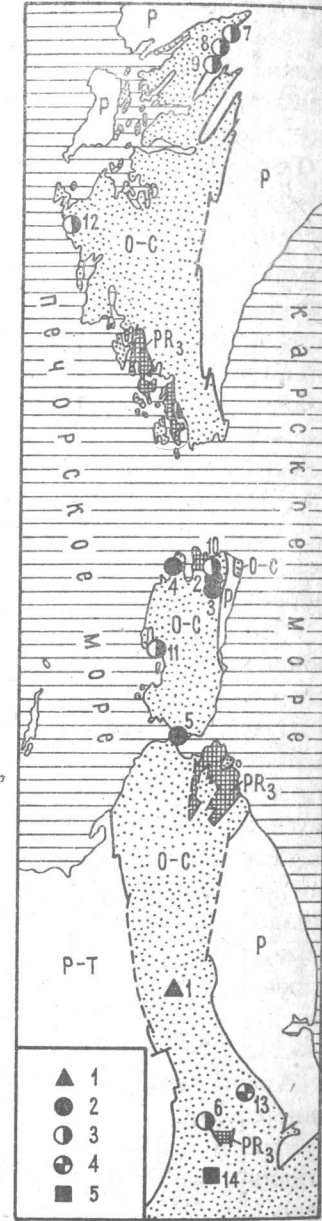
Примечание. Пробы с индексами Ю из материалов Н.П.Юшкина, М. - А.Б.Макеева.

Теннантит - V - As - германитовый подтип отличается от предыдущего присутствием редкого минерала - ванадиевомышьякового германита [7]. Примером этого подтипа является Среднесилоское проявление (6, рис.1), представленное серией кварц-карбонатных жил мощностью до 20 см, согласно залегающих в черных углисто-глинисто-кремнистых сланцах среднекаменноугольного возраста.

Рудными минералами являются блеклая руда промежуточного, но более близкого к теннантиту состава, ванадиевомышьяковый германит [7] и кадмиевый сфалерит [1]. Соотношение этих минералов 8:1:10. Состав мышьяк содержащих минералов дан в таблице. Акцессорные элементы-примеси в V-As-германите: Ag, Mn, Ti, Mg, Fe, Si, Al, Cr, Sr, Ba. В тех жилах, в которых мышьяк-содержащие минералы отсутствуют, их место в парагенезисе занимает сульфид [4], ассоциирующий с марганцовистым сфалеритом и вюрцитом [6]. Близкие по минеральному составу и геологическим особенностям проявления обнаружены нами и в северо-западной призмковой части Южновоземельского антиклинория, в бассейне р.Рогачева (7-9, рис.1), но ванадиевомышьяковый германит в них ассоциирует не с теннантитом, а с новой разновидностью блеклых руд - тетраэдритом - Cd. Ванадиевомышьяковый германит в ассоциации с теннантитом встречен в медно-полиметаллических рудах г.Медной (10, рис.1) и по-

Рис.1. Проявления мышьяксодержащих минералов в рудных полях Пайхойско-Южновоземельской провинции.

1 - ванадиево-сфалеритный тип; 2-4 - тип блеклых руд и Cu-Fe-As-сульфидов (подтипы: 2 - теннантитовый, 3 - германит - V-As-германитовый, 4 - тетраэдрит-никелиновый); 5 - реальгар-аурипигментовый тип. Цифры на карте обозначают номера рудопроявлений; ссылки на них даны в тексте.



лиметаллических рудах п-ова Цинковый нос (11, рис.1) на о-ве Вай-гач, а также в флюорит-полиметаллических рудах губы Раковой на Новой Земле (12, рис.1). Не исключено, что минералы, описываемые по данным оптических исследований как энаргит или люционит [3,4], являются ванадиевомышьяковым германитом, и число проявлений этого типа значительно больше.

Тетраэдрит-никелиновый подтип мышьяковой минерализации представлен одним рудопоявлением - Среднесиловским (13, рис.1), расположенным на левом берегу р.Силова-Яха, в 8,9 км выше ее устья (по прямой линии). Здесь обнажается жильная зона мощностью 5 м, залегающая согласно в черных углисто-глинисто-кремниевых сланцах. Мощность отдельных прожилок от 2 до 30 см. Главные минералы-кварц и кальцит; рудные - блеклая руда тетраэдритового состава, никелин (см. таблицу), марганцовистый сфалерит, халькопирит, айкинит (?); вторичные - гидрогетит, малахит, азурит, скородит, пиролюзит. Акцессорные элементы-примеси в тетраэдрите - Cu , Fe , Mg в никелине - Bi , Zn , Pt , Cu , Fe , в айкините (?) - Zn , Sb , As , Ag , Cu , Fe , Mg . Характер взаимоотношений рудных минералов иллюстрируют растворные картины излучения главных элементов, снятые на рентгеновском микроанализаторе Cameca MS-46 (рис.2).

Реальгар - аурипигментовый тип представлен Карским проявлением, находящимся на левом берегу р.Кары в 300 м ниже устья руч.Бокситового (14, рис.1). Это серия кальцит-реальгар-аурипигментовых жилок мощностью 2-3 см, залегающих в светло-серых сахаровидных водорослевых известняках живецкого возраста. Реальгар и аурипигмент образуют обособленные выделения в центральной части жил, иногда занимая всю их мощность. Кроме того в самих известняках за пределами прожилок встречаются реальгар-аурипигментовые гнезда неправильной формы до 7 см в поперечнике. Некоторые гнезда являются мономинеральными аурипигментовыми или реальгаровыми. Состав элементов-примесей в реальгаре связан с захватом включений вмещающих пород и жильных минералов (Ca , Mg , Si , Al , Fe , Ti); в аурипигменте кроме них обнаружены Sb (0,03%) и Cu ($3 \cdot 10^{-4}\%$), входящие, очевидно, как изоморфные примеси.

Анализируя особенности распределения находок мышьяксодержащих минералов, можно заметить, что наиболее интересные из них сосредоточены в северо-западной и юго-восточной приамковомых частях мегантиклинория. Особый интерес представляет область сочленения пайхой - ских структур с уральскими. Эта область является наиболее сильно дислоцированной. Здесь на обычную для Пай-Хоя систему преобладающих субширотных дизъюнктивных нарушений накладывается система

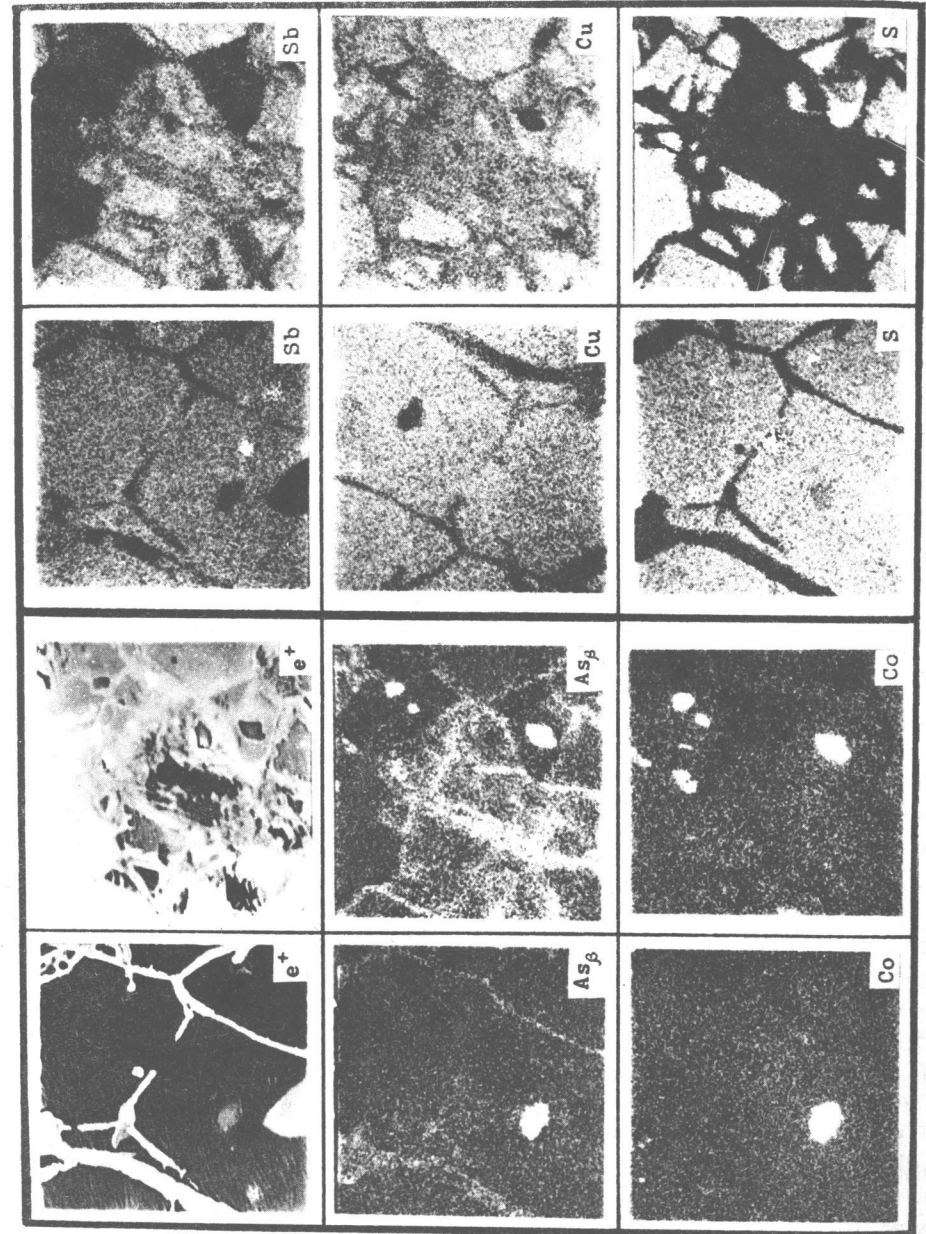


Рис.2. Растровые изображения сульфидного агрегата (Ю-8004) в потоке поглощенных электронов (e^+) и рентгеновском характеристическом поглощении элементов. Микроанализатор MS-46 Cameca, площадь сканирования 200x200 мкм, диаметр зонда 1-2 мкм.

субмеридиональных, в результате чего резко повышается проницаемость палеозойской толщи. Основные разломы, вероятно, имеют более глубокое заложение, чем в других частях структуры, что выражается своеобразием связанной с ними минерализации. Минерализация распределяется зонально, и проявления мышьяковых минералов занимают определенное место в этой зональности, причем от внутренних зон к внешним арсенидно-сульфидная минерализация сменяется сульфосолевой, а затем реальгар-аурипигментовой. В этой области сочленения пайхойских и уральских структур целесообразно провести специальные исследования мышьяковой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макеев А.Б. Новая кадмиевая разновидность сфалерита. — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 208 — 211.
2. Осташенко Б.А. Новые данные по минералогии сульфидных руд Центрального Пай-Хоя. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973, с. 131-136. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).
3. Смирнов Ф.Л., Премыслер К.М. Сульванит в кварцево-карбонатных жилах Пай-Хоя. — "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва," 1967, ч. 96, вып. 1, с. 100 — 104.
4. Юшкин Н.П., Брызгалов И.А., Янулов К.П. Минералогия и физические свойства сульванита. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л., "Наука", 1974, с. 76-93.
5. Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Осташенко Б.А. Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенетические особенности. — В кн.: Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972, с. 3-34. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 17).
6. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Хорошилова Л.А. Новая марганцовистая разновидность сфалерита. — ДАН СССР, 1974, т. 216, № 5, с. 1138-1141.
7. Юшкин Н.П., Еремин Н.И., Янулов К.П., Хорошилова Л.А. Ванадиевомышьяковый германит из пайхойских месторождений: первое подтверждение открытия минерала и таксономическое положение в группе германита. — "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1975, ч. 104, вып. 1, с. 28 — 40.
8. Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фицман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южновоземельского антиклинория. Сыктывкар, 1975. 48 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации — народному хозяйству", вып. 6).

АНТИМОНИТ ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КАНИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Б.А.Осташенко, Т.П.Майорова

В результате работ, проведенных в 1974-1976 гг. Институтом геологии Коми филиала АН СССР, на п-ве Канин установлено широкое распространение сурьмяно-мышьяковых рудопроявлений, пространственно и генетически связанных с жильными образованиями гидротермального комплекса. Впервые мышьяковая минерализация в этом районе была установлена В.М.Пачуковским.

Кварцевые жилы с антимонитом выполняют в основном трещины северо-западного простирания и согласны с залеганием вмещающих рифейских сланцев. Мощность кварцевых жил колеблется от 30 до 120 см. Минеральный состав гидротермальных образований довольно сложен: основные минералы — кварц, альбит, мусковит, антимонит, бертьерит, пирит, арсенопирит, второстепенные — тетраэдрит, халькостибит, халькозин, сфалерит, галенит, кальцит, редкие — гранат, апатит, циркон, биотит, дистен, ильменит, монацит, рутил, анатаз, ставролит, эпидот; вторичные — лепидокрокит, лимонит, гематит, хлорит, серицит. По классификации В.П.Федорчука [5], в основе которой лежит минеральный состав месторождений, сурьмяные рудопроявления Канинского антиклинория относятся к типично телотермальному типу сурьмяно-ртутно-мышьяковой группы рудных формаций, к кварцевому типу рудной формации.

Антимонит Sb_2S_3 является главным рудным минералом сурьмяно-мышьяковых рудопроявлений. По морфологическим особенностям выделяется большое количество его разновидностей. Наиболее распространенными среди них являются зернистые агрегаты, выполняющие зоны дробления, и призматические кристаллы как слагающие прожилки мощностью до 1,5 см, так и образующие радиально-лучистые сростки. Размер зерен мелкокристаллического антимонита колеблется от 0,01 до 1-2 мм, размеры кристаллов достигают 8 см в длину при толщине 1-1,3 см. Антимонит имеет столбчатый или игольчатый габитус; грани призмы с хорошо выраженной вертикальной штриховкой.

Рентгенограммы антимонитов хорошо сопоставимы с эталонными [2]. Плотность варьирует от 4,42 до 4,66; твердость, измеренная на мик-

ротвердометре ПМТ-3, колеблется от 40 до 128 кг/мм².

Отражательная способность (R), определенная по методу Друде на приборе конструкции А.Д.Ракчеева (МГУ), для желтой части спектра (λ - 579 нм) в положении R1C колеблется от 38,2 до 43,3, в положении R1C - 29,3-31,5%. Результаты измерения дисперсии отражательной способности, выполненные на приборе оригинальной конструкции В.Н.Каликова в Институте геологии Коми филиала АН СССР; показали, что характер и конфигурация кривых дисперсии одинакова, но значения R различных антимонитов отличаются друг от друга. Крупнокристаллический антимонит характеризуется более высокими значениями R, чем мелкокристаллический, что, по-видимому, является следствием различия содержаний микропримесей.

Химический состав антимонитов изучался в МГУ на рентгеновском микроанализаторе JXA-50A фирмы "Джеол" (Япония) с компьютером РДВ-8. Результаты измерения двух образцов по двум точкам показывают, что состав антимонита отвечает теоретическому Sb_2S_3 . Колебания содержаний основных компонентов сурьмы и серы незначительны - соответственно 71,25-71,51 и 28,35-28,53% весовых.

Анализ 10 проб антимонита показал, что спектр примесных элементов очень широк: барий, бериллий, ванадий, висмут, галлий, иттрий, кобальт, марганец, медь, молибден, никель, ниобий, олово, серебро, свинец, стронций, титан, цинк. Многие из перечисленных элементов (кобальт, никель, свинец, титан, цинк) входят в состав микровключений других сульфидов и сульфосолей, ряд элементов входит в решетку антимонита изоморфно.

Свинец установлен спектральным анализом во всех 10 пробах. Его содержание в антимоните колеблется от 70 до 700 г/т, составляя в среднем 320 г/т. По-видимому, столь значительные содержания свинца можно отнести за счет примеси галенита и сульфосолей, обнаруженных в минералогических пробах. По данным Т.И.Новиковой [3] содержание свинца в антимонитовых рудах месторождений Таджикистана варьирует в широких пределах, достигая 1% и более, хотя галенит в рудах микроскопически не установлен.

Медь встречена во всех 10 пробах. Ее содержание достигает в отдельных случаях 300 г/т, что объясняется наличием сростаний халькопирита и антимонита.

Серебро присутствует в четырех пробах. Среднее содержание этого элемента (19 г/т) в три раза меньше, чем в рудах месторождений Таджикистана, и сопоставимо лишь с концентрацией серебра в месторождении Нови-Матек [3], но выше, чем в антимонитах Никитовки (УССР), где по данным Е.Е.Захарова и Н.И.Королева [1] фик-

сируются лишь следы серебра.

Висмут, молибден, олово обнаружены в единичных пробах в виде следов.

Кобальт встречен в одной пробе (50 г/т). По литературным данным известно, что кобальт крайне редко встречается в антимонитах. Так, например, из 250 антимонитов, проанализированных Т.И.Новиковой [3], кобальт обнаружен лишь в двух случаях.

Марганец установлен в восьми пробах с широкими пределами колебаний - от 10 до 1000 г/т (среднее 910 г/т). Марганец является распространенным элементом в антимонитах [3], но содержание его редко достигает сотых долей процента. Повышенное содержание марганца в проанализированных антимонитах (0,04 до 0,1%) может быть объяснено тем, что антимонит встречается в тесном сростании с бертеритом, в котором по данным О.Л.Свешниковой и А.Д.Ракчеева [4] содержание марганца может достигать 4,62%.

Анализ исследований по типоморфии антимонитов показал, что наиболее яркой типоморфной особенностью их является общее содержание примесей. Антимониты различных месторождений четко отличаются по содержанию серебра, меди, цинка и свинца. Сравнение исследованных антимонитов по перечисленным элементам-примесям с их аналогами других регионов показывает, что антимониты Канинского антиклинория можно классифицировать как антимониты комплексных месторождений, формирующихся в интервале температур 400-200°C.

Нижний температурный интервал кристаллизации антимонита устанавливается по его присутствию в трещинах спайности кальцита, температура образования которого определена методами гомогенизации и вакуумной декрепитации газовой-жидких включений (210°C).

Изучение состава газовой-жидких включений в рудоносных и нерудоносных кварцах, а также температур гомогенизации включений позволило представить условия формирования антимонита. Раствор, заполняющий вакуоли высокотемпературного нерудоносного кварца, имеет хлоридно-натровый состав, низкую концентрацию солей и pH = 7,8. При переходе к более низкотемпературным, рудоносным кварцам наблюдается увеличение pH растворов до 8,1 - 8,2 и появляется сульфат-ион (содержание последнего достигает в отдельных пробах рудоносного кварца 24 г/л). Следовательно, можно предположить, что эволюция минералообразующей среды при понижении температуры шла в сторону повышения щелочности раствора и усиления роли серы. О повышенной щелочности среды минералообразования говорит тот факт, что антимонит ассоциирует с альбитом и мусковитом - минералами, требующими для своего образования высокой щелочности растворов. По темпера-

турам гомогенизации включений четко выделяются три группы: 1 — 240°C, 2 — 300–310°C, 3 — 380°C, что также подтверждается результатами декрепитации.

Таким образом, изучение типоморфных особенностей рудных и нерудных минералов позволило выявить особенности процесса рудообразования. Формирование кварц-антимонитовых жил проходило из горячих растворов с начальной температурой около 430°C. С понижением температуры до 380–350°C начинается выделение антимонита, продолжавшееся до 200°C. Состав растворов претерпевает постепенную эволюцию от гидрокарбонатно-кальциево-натриевой к щелочно-сульфатным. Основная масса антимонита выделялась при pH = 8,1–8,2 и температуре 240°C.

Типоморфные особенности антимонита позволяют сделать некоторые генетические выводы. Отсутствие в его составе микропримесей олова и молибдена может служить косвенным указанием на то, что растворы, поставляющие сурьму, не связаны с кислым магматизмом. Комплекс элементов-примесей в антимоните подтверждает предположение о формировании сурьмяной минерализации в интервале температур 200–400°C, свойственных комплексным сурьмяным месторождениям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров Е.Е., Королев Н.И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского рудного ртутного месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940. 135 с.
2. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 534 с.
3. Новикова Т.И. Некоторые данные об антимонитах из месторождений Центрального Таджикистана. — "Труды Ин-та геологии АН Тадж. ССР", 1962, т. 4, с. 19–27.
4. Свешникова О.Л., Ракчеев А.Д. Марганецсодержащий бертьерит из Тырныауза (Северный Кавказ). — "Труды Минерал. музея АН СССР", 1969, вып. 19, с. 82–87.
5. Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., "Недра", 1969. 264 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЦИРКОНОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ВОПРОСА ГЕНЕЗИСА ПОРОД

(на примере горы Юма-Мыльк, Приполярный Урал)

Р.Г.Тимонина

На западном склоне Приполярного Урала широко развиты разновозрастные метаморфические породы. Установить их первичную природу зачастую бывает весьма затруднительно. Существенное значение в решении этой задачи может сыграть изучение аксессуарных минералов. Особенно хорошие результаты были получены нами при исследовании аксессуарного циркона, достаточно часто встречающегося в составе большинства метаморфических пород Приполярного Урала: в кварцитах, песчаниках, гнейсах, кварцево-сланцевых и серицито-хлоритовых кварцевых сланцах. До последнего времени существовали прямо противоположные представления о генезисе пород, слагающих гору Юма-Мыльк в южной части Приполярного Урала (рис.1). Большинство исследователей относит их к кварцитам тельпосской свиты ордовика [1,2]. Детальное изучение аксессуарного циркона позволило нам установить, что эти породы являются окварцованными гнейсами. В свое время для пород Северо-Уральского региона было проведено исследование циркона и выявлена зависимость между развитием простых форм и химическим составом пород [3].

Морфологические особенности циркона изучались нами в

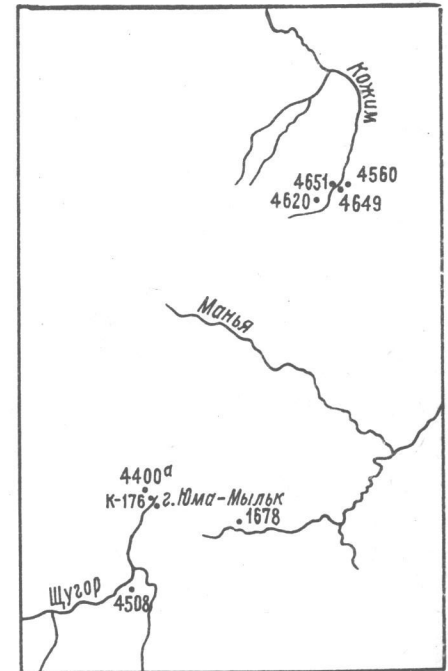


Рис.1. Точки отбора проб циркона.

мономинеральных пробах под бинокляром и поляризационным микроскопом. Монофракции циркона были получены из протолочных проб весом до 10 кг. Исследованию подвергались метапесчаники, кварциты, сланцы, гнейсы. Распределение циркона в породах крайне неравномерное — от 520 г/т до единичных зерен. Из реальных форм цирконов [4] в наших породах наблюдаются три типа (рис.2). Тип А — зерна с хорошо выраженными кристаллографическими формами, наиболее близки к идеальным. Они встречены главным образом в гранитоидах магматического генезиса. Тип Б — кристаллы обладают несколько сглаженными вершинами и гранями, но кристаллографическая форма узнается. Тип В — округлые зерна без следов огранки, эллипсоидной, реже шаровидной формы.

Характеристика изученных цирконов приведена в таблице. По своим морфологическим особенностям среди них устанавливаются все три указанных типа. К первому и второму типам относятся цирконы с хорошо сохранившимися или несколько сглаженными кристаллографическими формами с блестящими чистыми гранями (тип А,Б). Они преоблада-

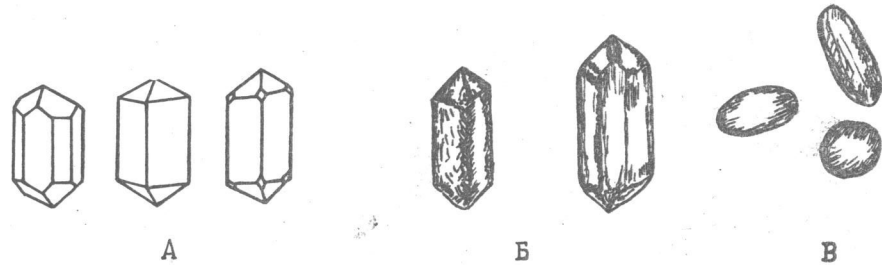


Рис.2. Реальные формы кристаллов циркона.

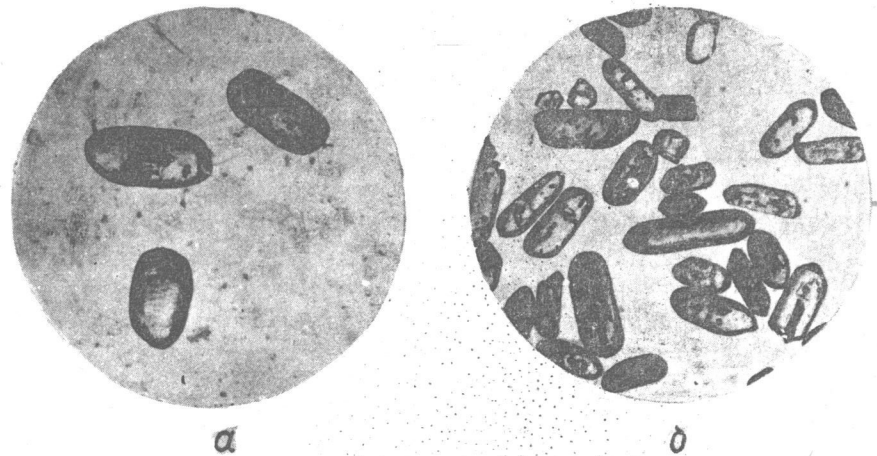


Рис.3. Циркон из кварцитов пуйвинской (а) и тельпосской (б) свит.

Таблица

Номера проб	Порода	Форма зерен	Размеры, мм		Коэффициент удлинения	Цвет	Зональность, включения, ядра	Характер поверхности	Примечание
			длина	ширина					
4651	Ортогнейс	А	0,15	0,05	3,0	Розовый	Включения мелких зерен прозрачных	Гладкие чистые грани	Зерна типа Б составляют 10% от всего количества зерен
		Б	0,17	0,12	1,5	Бледно-розовый	—	Грани с выбоинками, неровностями	
1528	Ортогнейс	А	1,1	0,5	2,2	Золотисто-розовый	Четкая зональность, включения более мелких зерен	Чистые блестящие грани	
4649-4	Плаггиогнейс	А	0,25	0,10	2,5	Бесцветный, прозрачный	—	Чистые гладкие грани	
К-176	Гранитогнейс	А	0,30	0,10	3,0	Розовый прозрачный	Четкая зональность	Чистые блестящие грани	
К-159	Гранитогнейс	А	0,15	0,05	3,0	Светло-желтый	Зональные включения мелких зерен	Гладкие чистые грани	
4617	Гранит	А	0,30	0,08	3,7	Розоватый	—	Чистые гладкие грани	Зерна типа В составляют 80% от общего количества циркона в пробе
		В	0,45	0,20	2,2	Бесцветный	Мелкие черные включения	Слабо шероховатые грани	
4391	Кварцит (O ₁ tℓ)	Б	0,22	0,10	2,2	Коричнево-розовый	Тонкие иголки циркона поперек зерна-хозяина	Слабо шероховатые грани	Около 20% от всего количества циркона
		В	0,20	0,10	2,0	Светло-розовый	Пылевидные включения рудного минерала	Грани с выбоинками	
4400а	Кварцит (O ₁ tℓ)	В	0,2	0,2		Желтоватый	Без включений		60%
		Э	0,40	0,36		Коричнево-розовый	—		20%
		Б	0,50	0,20	2,5	Коричнево-розовый	Ядра, включения рудного минерала		10%
4556	Кварцит (O ₁ tℓ)	Б	0,30	0,12	2,5	Бесцветный	—		10%
4508а	Металесчаник (O ₁ tℓ)	В	0,30	0,12	2,5	Бесцветный водно-прозрачный	Включения рудного минерала в центре	Неровная шероховатая поверхность граней	40%
4508а	Металесчаник	В	0,20	0,18		Коричнево-розовый	—		40%
		А	0,25	0,10	2,5	Коричнево-розовый	Четкая зональность	Гладкие чистые грани	20%
		А	0,3	0,05	6	Бесцветный прозрачный	—		Единичные зерна
1678	Серицит-хлорит-кварцевый сланец (O ₂₋₃ pl)	В	0,20	0,10	2	Сиреневато-розовый	—		Единичные зерна
		А	0,10	0,05	2	Коричнево-розовый	—		
1522	Кварцит (PR ₃ pv)	В	1,2	0,75	1,6	Коричнево-розовый	—	Шероховатая с выбоинками	
1539а	Кварцит (PR ₃ pv)	В	0,30	0,12	2,5	Бледно-розовый	Четкая зональность	Грани шероховатые с наростами, выбоинками	
4560	Кварцево-сланцевой сланец с гранатом	В	0,5	0,01	5	Бледно-желтый	—	Грани с наростами и выбоинками	
4620	Кварцево-сланцевой сланец с гранатом (PR ₃ pv)	В	0,15	0,08	2	Светло-розовый прозрачный	—	Чистые	90%
		А	0,30	0,12	2,5	Прозрачный	—		10%

Примечание. Места взятия проб: 4651 — руч.Игшор, 1528 — г.Юма-Мыльк, 4649-4 — верховье р.Кожима, К-176 — Хартесский массив, К-159 — Кефтальский массив, 4617 — руч.Николайшор, 4646-3 — р.Хасаварка, 4391, 4400а — верховье р.Торговой, 4556, 4508а — руч.Нарт-Сюю, 1678 — р.Сертынья, 1522 — р.Мал.Хартесс, 1539а — р.Пува, 4560 — р.Поля, 4620 — руч.Николайшор.

дают в гнейсах и гранито-гнейсах. Цирконам третьей группы (тип В) свойственна округлая форма зерен: шероховатая с ямками и выбоинками поверхность (рис.3). Хоппе [5], Полдерваарт [6] указывают, что матовые поверхности со следами абразии в виде шрамов, царапин характерны для детритовых зерен циркона.

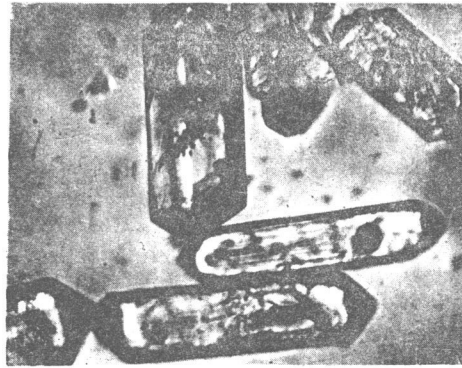


Рис.4. Циркон из гнейса г.Юма-Мыльк (проба 1528).

Цирконы же из отложений г.Юма-Мыльк имеют совершенные кристаллографические формы (рис.4), блестящие, без следов регенерации, и, следовательно, порода, содержащая такой циркон, никак не может быть отнесена к осадочной. Цирконы этой породы обнаруживают наибольшее сходство с цирконами гранито-гнейсов расположенного рядом Хартессского гранитоидного массива.

Автор глубоко благодарен доктору геолого-минералогических наук М.В.Фишману за критические замечания и помощь в подготовке статьи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. дис. на соиск.учен.степени канд.геол.-минерал.наук. М., 1972. 27 с. (МГУ).
2. Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., "Наука", 1975. 203 с.
3. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис аксессуарных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л., "Наука", 1968. 251 с.
4. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Отв.ред. А.Н.Казаков. Л., "Наука", 1974. 192 с.
5. Хоппе Г. Проблемы морфологии аксессуарного циркона. - "Минерал. сборник Львов. ун-та", 1966, № 20, вып.4, с. 554-558.
6. Polderwaard A. Statistical studies of Zircon as a criterion in granitisation. - „Nature", 1955, v. 165.

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮОРИТОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ РАКОВСКОГО УЗЛА

Ю.Н.Ромашкин

На северо-восточном берегу губы Раковой (Южный остров Новой Земли) сконцентрирована группа флюоритопоявлений, образующих Раковский флюоритоносный узел [1,3]. Район распространения флюоритопоявлений сложен нижедевонскими известняками, переходящими в карбонатно-глинистые сланцы, на которых залегает покров основных эффузивов. Вся эта толща смята в антиклинальную складку северо-западного простирания, разбитую серией диагональных дизъюнктивных нарушений. На юго-западном крыле складки в зоне известняков, тянущейся вдоль берега губы примерно на 10 км при мощности 75-100 м, сосредоточены рудные тела флюоритопоявлений. Наиболее крупные из них представлены метасоматическими жилами кальцит-сфалерит-флюоритового состава. Участок одной из жил, представляющий собой линзообразный раздвиг мощностью около 10 м, наиболее полно обнаженный, рассмотрен в этой работе.

От зальбандов жилы к центру наблюдается следующая зональность (рис.1): флюоритизированный известняк с равномерной вкрапленностью идиоморфных кристаллов сфалерита (1) → кальцит (2) → практически полностью замещенный мелкокристаллическим флюоритом известняк,

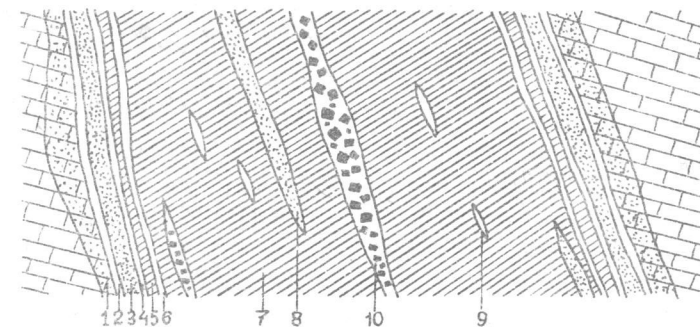


Рис.1. Схематический разрез метасоматической жилы. Показана зональность.

сохраняющий, однако, свою слобистую текстуру, с параллельными прожилками более крупнокристаллического чистого флюорита (3) → крупнокристаллический кальцит с выделениями сфалерита и флюорита до 3 см (4) → флюорит с округлыми выделениями сфалерита (5) → крупнокристаллический кальцит (6) → массивный темно-фиолетовый флюорит, занимающий основной объем жилы (7), с реликтами интенсивно флюоритизированного известняка (8) и редкими линзами гигантокристаллического кальцита (9). Мощность зон 2–6 колеблется в пределах 2–7 см, наибольшую имеет зона 3. Примерно в центральной части жилы находится зона 10, напоминающая брекчию. Она выделена по наличию глыб этой брекчии; в коренном залегании не видна. В брекчии сильно трещиноватые кристаллы флюорита со сглаженными ребрами и вершинами сцементированы дымчато-серым и светло-фиолетовым прозрачным флюоритом, в котором, в свою очередь, по трещинкам развит желтый мелкокристаллический кальцит.

Кристаллы флюорита (рис. 2, а–в) имеют размеры от 0,5–1 до 4,5 см по оси четвертого порядка. Они легко выбиваются из брекчии, оставляя после себя четкий отпечаток. Чаше всего они представлены комбинацией куба $\{100\}$ и тригон-триоктаэдра $\{hkk\}$, причем с увеличением размеров кристаллов увеличивается доля граней тригон-триоктаэдра; реже встречаются кубические кристаллы. Ребра и вершины кристаллов сглажены вследствие растворения; у крупных сильнее, чем у мелких. Искажение реальной формы выражается в том, что грань

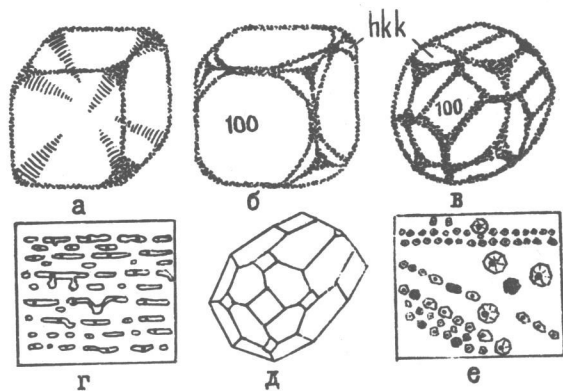


Рис. 2. Кристаллы флюорита (а–в) и газопо-жидкие включения в них (г–е).

куба приобретает прямоугольные очертания из-за различного развития граней $\{hkk\}$. Кристаллы из небольших жеедок в флюоритизированном известняке и прожилках флюорита имеют аналогичную форму, только в одном случае отмечены грани гексоктаэдра. Процессы растворения выразились и в формировании ямок травления на гранях $\{hkk\}$. Иногда эти грани напоминают поверхность подтаявшего куска сахара, тогда как грани $\{100\}$ гладкие, часто зеркально блестящие.

Большинство кристаллов имеет зональную окраску – бесцветная или со слабым фиолетовым оттенком внутренняя часть и фиолетовая внешняя; на кубических кристаллах заметно, что окраска идет от вершин куба (по пирамиде нарастания октаэдра), постепенно затухая к центру (рис. 2, а).

Одной из особенностей является также большое количество газопо-жидких и газовых включений, которые по характеру размещения, форме полостей и наполнению разделены на две группы. К первой отнесены многочисленные мелкие, заведомо вторичные включения в залеченных трещинах спайности, сформировавшиеся при зарастании трещины дендритом [2], с существенно жидким наполнением (рис. 2, г). Ко второй отнесены включения с остроконечными полостями, повторяющими форму кристалла-хозяина (негативные кристаллы). Они могут быть как изометричны, так и искажены в том же направлении, что и положительный кристалл. В некоторых случаях отмечается появление грани, которая соответствует ромбододекаэдру $\{110\}$ и на положительном кристалле не усматривается, вероятно, из-за растворения (рис. 2, д). Содержимое включений газопо-жидкое, газовой фазы – 10–15%, размер от 0,05 до 0,15 мм. Часто рядом с ними находятся газовые включения, также имеющие остроконечные полости, вероятно, возникшие в результате разгерметизации газопо-жидких (например, иногда при нагревании препаратов наблюдалось изливание раствора из включения в трещину спайности; при этом она приобретала коричневатый оттенок). Наблюдения проводились в спайных выколках, поэтому трудно привязать включения к элементам роста кристалла для решения вопроса об их первичности. Можно лишь отметить, что они могут располагаться как по залеченной трещине, так и изолированно друг от друга (рис. 2, е). По температурам гомогенизации включения второй группы делятся на три части. Первая представлена довольно редкими включениями с $T_{\text{гом.}} = 255\text{--}295^\circ\text{C}$ (из внешней зоны кристаллов), вторая, к которой относится большинство включений, с $T_{\text{гом.}} = 175\text{--}205^\circ$ (из внешней зоны) и $200\text{--}215^\circ$ (из внутренней зоны), и третья – включениями с $T_{\text{гом.}} = 75\text{--}100^\circ$. Включения третьей части отличаются менее остроконечной полостью.

Таким образом, можно предположить, что рост кристаллов происходил в условиях относительно постоянной температуры (175–215°). Произошедшее в дальнейшем повышение температуры привело к частичному растворению кристаллов, которому наиболее подвергались крупные экземпляры, и кристаллы приняли округлую форму. Насыщение раствора продуктами растворения, понижение T и P , например, в результате приоткрывания кристаллизационной полости (трещины), могло привести к массовой кристаллизации флюорита, зацементировавшего кристаллы, а далее — к незначительному дроблению и отложению по трещинам кальцита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алферов Б.А. Геологические исследования в районе Костина Шара (Южный остров Новой Земли). 1935. 71 с. (Арктич. ин-т. Труды, т. 26).
2. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М., "Наука", 1973. 327 с.
3. Юшкин Н.П., Волкова Н.В., Кунц А.Ф. Флюорит Уральско-Новоземельской провинции и проблемы его использования. Сыктывкар, 1977. 48 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации народному хозяйству", вып. 12).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ СЕВЕРОТИМАНСКИХ АГАТОВ

В.В.Рожкова

Месторождения северотиманских агатов связаны с покровами базальтов верхнего девона, излияние которых произошло в ходе активации тектонических процессов на Русской платформе, начавшейся еще в среднем девоне [4,5]. Базальты распространены в осевой части Тиманского горстантиклинория и прослеживаются в меридиональном направлении до Ухтинского грабена, охватывая площадь более 21 тыс. км². Месторождения агатов обнаружены в северной оконечности горстантиклинория (Левая Иевка, мыс Чаичий, рр.Белая, Светлая и др.). Базальтовые покровы, к которым приурочена агатовая минерализация, принадлежат к кумушкинской свите эффузивно-осадочных пород франского яруса верхнего девона суммарной мощностью 170–180 м. В пределах агатоносных районов стяжения агатов располагаются беспорядочно или цепочками с разной степенью насыщенности, от единичных экземпляров до 20 штук на 1 м². Форма агатовых образований конусовидная, трубчатая, желвакообразная и уплощенно-округлая. Диаметр секретий от 2–3 до 10–30 см.

Изученные образцы агатов, собранные в аллювии р.Белой в районе Железных ворот, представлены в основном халцедониксами (грубополосчатыми агатами) с четким и ярким рисунком, моховыми агатами со своеобразным концентрическим рисунком вокруг включений хлорита, а также собственно агатами с тонкополосчатым рисунком. Агаты имеют, как правило, хлорит-глинистую рубашку, иногда покрыты коркой кремнеоловой породы. Размер секретий от 2–3х1–2 до 7–8х5–6 см. Один образец представляет собой почти мономинеральную халцедоновую секретию. На поверхности стяжений можно видеть проводниковые швы, округлые отростки, а внутри миндалин проводящие и выводящие каналы. Во многих образцах внутренняя часть секретий выполнена крупнокристаллическим кварцем, иногда переходящим в аметист.

Под микроскопом агаты имеют микроволокнистую или сферолитовую структуру. Волокна халцедона вытянуты, как правило, перпендикулярно слоистости, что происходит из-за влияния геометрического отбора на рост сферолитов халцедона. Внутренняя часть, заполненная кристаллами кварца, позволяет четко видеть так называемые "швы", т.е. стыки

растущих с разных сторон секрещии кристаллов кварца.

Термическое исследование агатов, халцедонониксов и кварца, выполняющего центральную часть стяжений, проводилось на приборе "Дериватограф-1500". Образцы измельчались в порошок, так как у тонкозернистых агрегатов кварца ощутимый тепловой эффект проявляется лишь при значительном измельчении [2]. Термограммы халцедонов значительно отличаются от термограмм внутреннего кварца. У халцедонов температурный эффект выражен слабо, у некоторых образцов вообще отсутствует. Потеря веса в образцах кварца из внутренних частей агатовых секретий незначительная, порядка долей процента, для халцедоновых разностей возрастает до 2%. Температура α - β инверсии для исследованных образцов не противоречит литературным данным.

Для всех образцов северотиманских агатов были изучены инфракрасные спектры поглощения. Запись ИК-спектров проводилась на приборе UR-20 (Карл Цейсс, Йена). Исследованным образцам свойственны полосы поглощения, соответствующие кварцу. В некоторых образцах иногда появляется полоса поглощения 560 см^{-1} . Появление этой полосы М.Н.Малеев [3] связывает с присутствием второй фазы (α -тридимитом), приуроченной к волнистым разновидностям α -кварца. Основываясь на исключительном постоянстве в исследованных им 40 образцах халцедонов этой фазы, Малеев предполагает, что именно примесь α -тридимита и является причиной расщепления волокон и образования винтовых дислокаций, проявляющихся в геликоидальной закрученности волокон. Однако в спектре тридимита, приведенной в работе А.И.Болдырева [1], эта полоса отсутствует, и из всех изученных нами спектров природных модификаций SiO_2 она присутствует лишь в спектре кремней. По всей вероятности, полосу поглощения 560 см^{-1} можно связать с наличием в северотиманских агатах корки окремелой породы, иногда покрывающей миндалину. В некоторых образцах обнаружена полоса поглощения, чаще в виде ступеньки 1390 - 1400 см^{-1} на главном максимуме, а также 1440 - 1450 см^{-1} , которая имеется и в спектре халцедона, приведенном в работе А.И.Болдырева. Обе эти полосы присутствуют также в спектре опала [1].

Точные определения размеров элементарной ячейки микрокристаллических и волокнистых разновидностей кварца в литературе отсутствуют. Вариации обоих параметров элементарной ячейки, как a_0 , так и c_0 у халцедонов, судя по имеющимся данным, не превышают $0,002 \text{ \AA}$ [2]. Исследование халцедонов фотометодом не позволило провести вычисление параметров элементарной ячейки из-за слабой интенсивности и размытости рефлексов. Расчет параметров элементарной ячейки проводился по дифрактограммам, снятым на приборе ДРОН-1,5, при

следующих условиях съемки: медное фильтрованное излучение, рабочее напряжение - 25 кв, рабочий ток трубки - 15 ма, 200 им/с, 1град/мин.

Полученные параметры элементарной ячейки халцедонов вполне согласуются с литературными данными, т.е. их колебания не превышают $0,002 \text{ \AA}$. Сравнение дифрактограмм внутренних кварцев и халцедонов показало, что рефлексы халцедонов менее интенсивные и более размытые, рефлексы 400, 303, 300 либо отсутствуют, либо малоинтенсивны. У образцов, прокаленных при температуре 1000° , эти рефлексы появляются или становятся более отчетливыми, что говорит об увеличении размеров кристаллитов. На дифрактограммах халцедонов рефлексы 212 и 203 не разрешены, лишь у некоторых образцов имеется незначительный перегиб, который становится более заметным после прокаливания. Кроме того, при сравнении дифрактограмм внутреннего кварца и халцедоновых слоев была обнаружена закономерность, ранее не описанная. По литературным данным для кварца интенсивность рефлекса 211 больше, чем интенсивность рефлекса 203 [2], и отношение $J_{211}:J_{203} > 1$. Для всех образцов внутреннего кварца и кварца, переходящего в аметист, это соблюдается: отношение интенсивностей от 1,03 до 1,23. Однако для всех халцедоновых разновидностей рефлекс 211 менее интенсивен, чем рефлекс 203, и отношение интенсивностей меньше единицы ($0,63$ - $0,90$). Для прокаленных образцов халцедонов отношение интенсивностей увеличивается ($0,67$ - $0,97$). По-видимому, это изменение интенсивностей связано с особенностями мелкокристаллических разновидностей кварца - их волокнистым строением, которое проявляется в виде текстур.

Таким образом, в результате проведенного исследования получен ряд новых данных по минералогии северотиманских агатов, однако для интерпретации физической природы их особенностей, выявленных методами ИК-спектроскопии и дифрактометрии, требуется более детальное комплексное исследование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев А.И. Инфракрасные спектры минералов. "Недра", 1976. 199 с.
2. Дэна Дж., Дэна Э.С., Фрондель К. Система минералогии. Т. 3. М., "Мир", 1966. 430 с.
3. Малеев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., "Наука", 1971. 199 с.
4. Разницын В.А. О развитии крупных платформенных структур Ти-

мано-Печорского края. - В кн.: Материалы по геологии Северного Урала и Тимана. Сыктывкар, 1962, с. 113 - 123. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 3).

5. Чернов Г.А. Отдельности и секрещии в базальтах Северного Тимана. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1960, №5, с. 88 - 102.

ГАБИТУС ПРИРОДНЫХ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА В СВЯЗИ
С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ ЗАРОЖДЕНИЯ И РОСТА

С.К.Кузнецов, П.П.Юхтанов

Габитус природных кристаллов кварца определяется преимущественным развитием наиболее часто встречающихся граней: гексагональной призмы - $m\{10\bar{1}0\}$, положительного и отрицательного ромбоэдров - $\gamma\{10\bar{1}1\}$, $z\{01\bar{1}1\}$, тригональной дипирамиды - $S\{11\bar{2}1\}$, тригонального трапецоэдра - $x\{32\bar{5}3\}$ и острейших ромбоэдров [3,2].

На основании статистических подсчетов В.В.Букановым были выделены два габитусных типа кристаллов кварца из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала: призматический и остроромбоэдрический, которые делятся на подтипы: тригональный с преобладанием положительного ромбоэдра над отрицательным и псевдогексагональный с равным развитием этих двух форм [2]. Габитусные различия кристаллов обычно объясняются влиянием физико-химических параметров минеральной среды, таких как пересыщение, температура, химизм и др. Однако наблюдения показывают, что последние часто либо не обнаруживают непосредственной связи с флуктуациями габитуса, либо не являются определяющими.

Нами были исследованы кристаллы кварца одного из месторождений Приполярного Урала. В пределах месторождения, при постоянстве вмещающих пород, имеет место развитие кристаллов двух типов: дымчатых и дымчато-цитриновых. Наличие материала по физико-химическим условиям формирования указанных типов кристаллов и привлечение данных, касающихся особенностей локализации хрусталеносных гнезд и зарождения кристаллов, позволяют в какой-то мере установить причины, определяющие их габитус.

С целью более строгой количественной оценки степени развития основных габитусных граней γ , z нами использовался коэффициент тригональности $K_{тр}$, рассчитываемый из отношения суммарных площадей граней разноименных ромбоэдров S_z / S_γ . В случае их равномерного развития $K_{тр} = 1$, т.е. кристалл имеет псевдогексагональную симметрию вершинных форм; если $K_{тр} < 1$, то преобладающим разви-

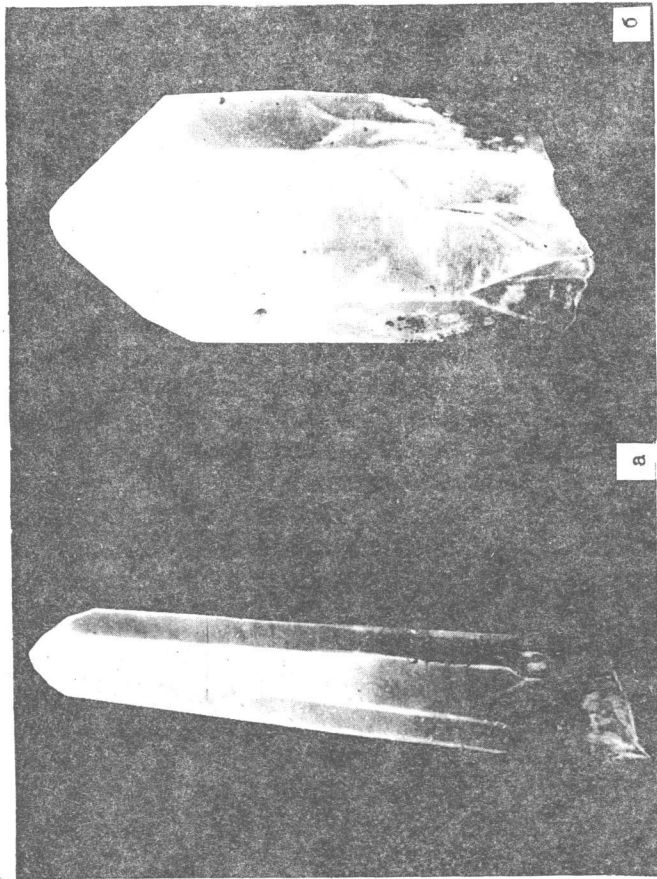


Рис.1. Габитусные типы природных кристаллов кварца. Увел.2. а,б - дымчато-цитриновые кристаллы тригонально-остроромбоэдрического и псевдогексагонально-призматического габитусов; в - дымчатый кристалл псевдогексагонально-призматического габитуса.

тием пользуются грани положительного ромбоэдра, что обуславливает тригональную симметрию кристалла; при $K_{тр} = 0$ грани отрицательного ромбоэдра отсутствуют, степень тригоности максимальна.

Дымчато-цитриновые кристаллы кварца, формирующиеся в условиях резких термодинамических флуктуаций при сравнительно низком пересыщении растворов кремнеземом, представлены как призматическим, так и остроромбоэдрическим габитусами с преобладанием последнего (рис.1, а, б). Степень развития основных ромбоэдров варьирует в широких пределах. Величина кристаллов неодинакова. Наиболее крупные из них обычно характеризуются призматическим габитусом.

Кристаллы остроромбоэдрического габитуса, как правило, невелики, длина их не превышает 15 см по тройной оси. Важно отметить, что кристаллы, имеющие различный габитус, встречаются не только в пространственно разобщенных хрусталеносных гнездах, но и довольно часто в пределах одного гнезда, обнаруживая при этом признаки синхронного роста. Можно предположить, что скорее всего неоднородность габитуса кристаллов этого типа обусловлена их зарождением на затравках различной величины. Так, кристаллы из расположенных в кварцитах хрусталеносных гнезд, затравками которых служили зерна породообразующего кварца, отличающиеся незначительными размерами, обладают остроромбоэдрическим габитусом, ярко проявленной анизотропией скоростей роста основных ромбоэдров (рис. 2, а). Локализация хрусталеносных гнезд в лежащем боку кварцевых жил приводит к формированию кристаллов различного габитуса. Кристаллы, зарождающиеся на крупных индивидах жильного кварца в сводовой части гнезд, как правило, имеют призматический габитус с достаточно равномерным

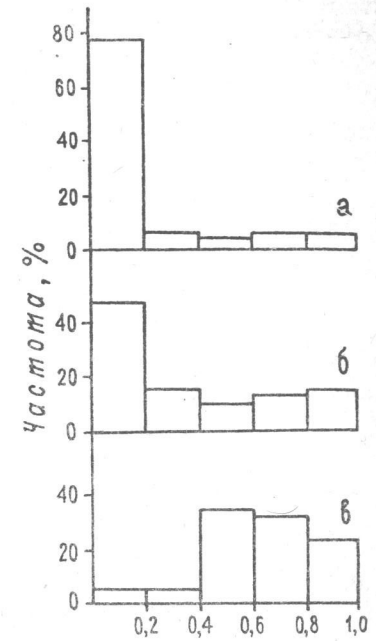


Рис.2. Гистограммы распределения $K_{тр}$.

а,б - дымчато-цитриновые кристаллы: а - из гнезд, локализованных в кварцитах ($n=68$), б - из гнезд, локализованных в лежащем боку кварцевых жил ($n=40$); в - дымчатые кристаллы различного зарождения ($n=52$).

развитием граней основных ромбоэдров. Кристаллы, затравками которых служили зерна породообразующего кварца, характеризуются преимущественным развитием острейших ромбоэдров и высокой анизотропией скоростей роста основных ромбоэдров (рис.2, б). Эти особенности морфологии природных кристаллов кварца согласуются с экспериментальными данными [1,4].

Дымчатые кристаллы кварца, рост которых характеризуется стабильностью физико-химических условий при значительном пересыщении растворов кремнеземом, обладают призматическим габитусом и невысокой степенью тригональности (рис.1, в; 2, в). Размеры кристаллов варьируют в широких пределах, однако отношение длины к поперечнику, как правило, постоянно и составляет 0,5 - 0,8. Обращает на себя внимание тот факт, что зарождение кристаллов этого типа как на индивидах жильного кварца, так и на зернах породообразующего кварца не приводит к изменению их габитуса. Это позволяет говорить о том, что в данном случае основную роль в определении габитуса кристаллов играло физико-химическое состояние минералообразующей системы.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что габитус природных кристаллов кварца существенно определяется такими факторами внешней среды, как пересыщение и величина затравки, при этом в зависимости от конкретных условий один из них может иметь преобладающее значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балицкий В.С., Белякова Ю.А. Взаимосвязь размеров кристаллов кварца в хрусталеносных пегматитах с величиной первичного кварца. - "Труды ВНИИСИМСа", 1969, т.10, с. 161 - 165.
2. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., "Наука", 1974. 212 с.
3. Дэна Д.Ж., Дэна Э.С., Фрондель К. Система минералогии. Т.3. Минералы кремнезема. М., "Мир", 1966. 430 с.
4. Ушаковский В.Т. Некоторые вопросы роста кристаллов кварца. - "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1968, ч.97, вып.5, с. 571-581.

СВЯЗЬ ГЕОМЕТРИИ СКЕЛЕТНЫХ КРИСТАЛЛОВ С УСЛОВИЯМИ РОСТА

В.А. Петровский

Среди природных и искусственных кристаллов встречается большое количество разнообразных скелетных форм, морфология которых определяется условиями кристаллизации [1-6]. Однако механизм роста многих типов скелетных кристаллов, в частности каркасных, ворончатых, футлярообразных и коробчатых форм, несмотря на особый интерес к ним, остается до сих пор во многом неясен. Поэтому на основе экспериментального моделирования нами было проведено изучение особенностей роста скелетных кристаллов заданной формы, а именно перехода монокристаллического полиэдра алюмокалиевых квасцов в скелетный с последующим развитием ворончатых и коробчатых форм.

Процесс кристаллизации осуществлялся на затравку, ориентированную тройной осью вертикально, при атмосферном давлении в изотермических условиях путем испарения раствора без дополнительной подпитки при температуре близкой к комнатной и к точке насыщения ($25 \pm 0,02^\circ\text{C}$). За 1-1,5 месяца затравка размером 0,5 мм обычно разрасталась до 1-2 см. При этом поверхность раствора в процессе испарения непрерывно перемещалась в направлении к верхней кромке кристалла. Впоследствии тыловые грани полиэдра достигали и затем пересекали поверхность раздела "раствор-воздух". Наиболее интенсивный процесс кристаллизации происходил на границе фаз "кристалл-раствор-воздух", т.е. в пленке локально пересыщенного раствора.

В процессе приближения границы "раствор-воздух" к кристаллу возрастает скорость тангенциального роста тыловой горизонтально-ориентированной грани (111); она оказывается значительно больше, чем скорость роста других граней {111}. При достижении тыловой гранью (111) поверхности раствора наблюдается преобладание радиального роста над

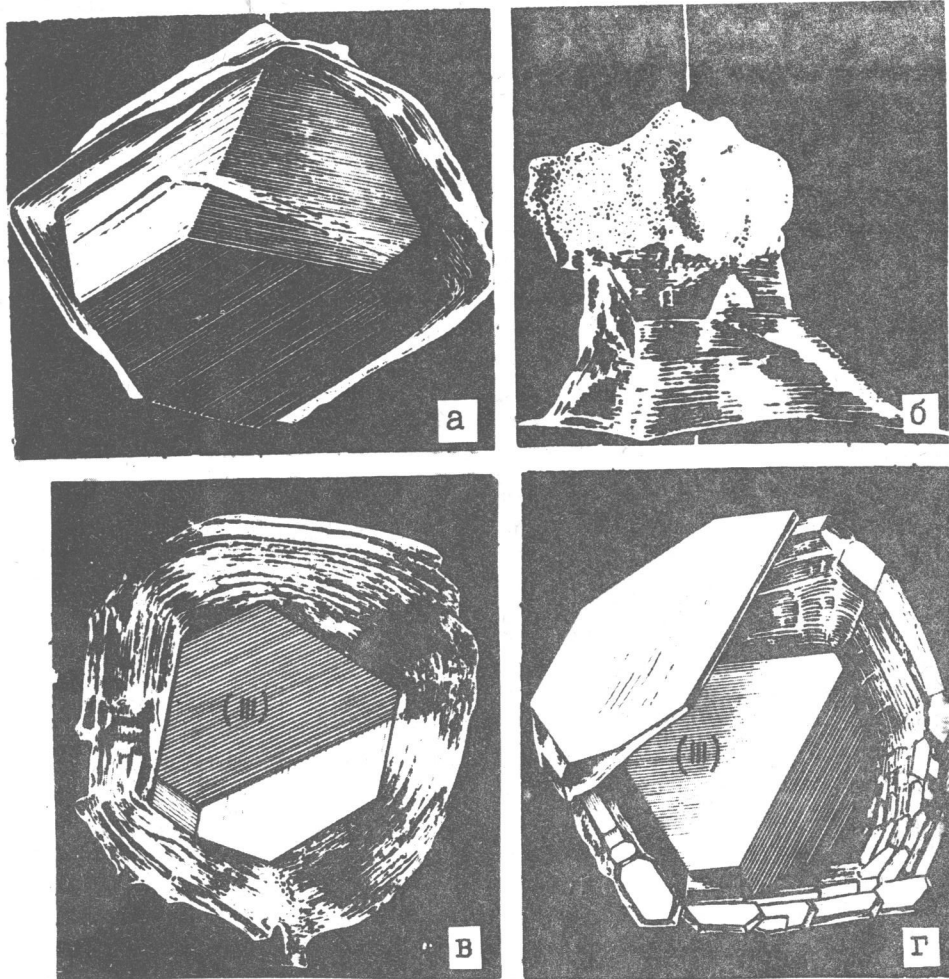


Рис. Скелетные формы кристалла, образованные в последовательные этапы кристаллизации.

а — карнизные формы (увел. 2) и последующая их трансформация в ворончатый (б, в) и коробчатый (г) скелетный кристалл; б — внешняя форма, в — внутреннее строение (натур. велич.); грань (III) кристалла-субстрата в процессе кристаллизации ориентирована горизонтально.

тангенциальным, при этом путем разрастания ребер $(111):(11\bar{1})$, $(111):(110)$ и $(111):(100)$ образуются "карнизные" формы. Скелетные наращения наблюдаются не только по ребрам, но и по вершинам. Совокупность множества насаженных друг на друга вершинников и реберников образует формы разрастания типа реберные каркасы (см. рисунок, а). Толщина элементов каркаса варьирует от 0,01 до 1 мм и более.

По мере продвижения фазовой границы "раствор-воздух" относительно кристалла трансляция реберно-вершинных разрастаний приводит к формированию пустотелого воронкообразного скелетного каркаса с полногранным кристаллом-субстратом внутри (рис., б, в).

Таким образом, отдельные вершины и ребра кристалла, оказавшиеся в локально пересыщенной зоне расслоенного раствора, выступают как наиболее энергетически выгодные точки для зарождения и дальнейшего скелетного разрастания. При этом кристаллический каркас служит своеобразным экраном, препятствующим испарению раствора. Это соответственно сказывается на пересыщении раствора под экраном, где его состояние приближается к метастабильному, и кристалл-субстрат прекращает свой рост. Прирост кристалла осуществляется в основном за счет скелетного нарастания.

Как известно [3], скелеты являются монокристалльными образованиями и, будучи помещенными в определенные условия роста, превращаются в телесный монокристалл. В нашем случае подобные условия достигаются при повторном полном погружении скелетного воронкообразного кристалла в слабопересыщенный раствор (ΔT порядка $0,5^\circ$). При этом слагающие скелетный кристалл элементы реберных форм разрастаются в гранные с образованием коробчатой формы (рис., г). Полученная форма представляет комбинацию внутренних и внешних скелетов.

Подобные скелетные образования характерны для многих минеральных месторождений (особенно для формирующихся путем заполнения открытых полостей, путем метасоматического замещения и др.), поэтому приведенные экспериментальные данные позволяют на основе морфологического анализа этих кристаллов судить об особенностях массопереноса в процессе минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И.Т. О формах скелетного роста на примере кварца из пегматитов. "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1962, ч. 91, вып. 6, с. 662-671.
2. Вертушков Г.Н., Веретенникова Т.Ю. Скелетные кристаллы

куприта и антлерита из Меднорудьянска.- "Труды Свердловск. горного ин-та", 1975, вып. 106, с. 133-134.

3. Мокиевский В.А., Семенюк С.Н. Скелетный рост кристаллов в вязкой среде.- "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1952, ч. 81, вып. 2, с. 100-108.

4. Пермяков А.А. Морфология скелетных кристаллов магнетита.- "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1974, ч. 103, вып. 2, с. 251-254.

5. Шафрановский И.И., Мокиевский В.А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов.- "Зап. Всесоюз. минерал. о-ва", 1956, ч. 85, вып. 2, с. 171-186.

6. Grigoriev D.P., Isakova S.G. Morphologie und Wachstum von Magnetitkristallen in Schlacken von Kupferschmelzen. - "Krist. und Techn.", 1973, 8, N 12, S. 1341-1346.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КИНЕТИКЕ РОСТА КРИСТАЛЛОВ В КАПЛЯХ ПЕРЕСЫЩЕННОГО РАСТВОРА

А.М.Асхабов, В.А.Кантур

Широко известны классические примеры [1-3] использования метода кристаллизации капель для решения разнообразного круга кристаллогенетических задач. Развитие экспериментальной техники позволило перейти от качественных наблюдений над растущими кристаллами к количественному изучению кинетики их роста [5]. Однако теория кристаллизации в малых объемах раствора еще не разработана и вопросы кинетики и массопереноса в значительной степени остаются малоизученными. В данной статье приводятся результаты кинематографического измерения скоростей роста кристаллов алюмокалиевых квасцов, выпадающих из свободно испаряющихся капель пересыщенного раствора.

Опыты проводились при температуре $18 (\pm 0,1)^\circ\text{C}$ на микрокиноустановке МКУ-2. Процедура и условия опытов были следующие. Небольшой объем ($\sim 0,5 \text{ см}^3$) пересыщенного раствора помещается в углубление на предметном стекле, которое установлено на столике микроскопа МКУ. Пересыщение задавалось предварительно путем добавления избыточного количества соли в раствор с известной точкой насыщения. Исследован интервал пересыщений от $0,5 \cdot 10^{-2}$ до $2,5 \cdot 10^{-2}$ кг соли на 1 кг раствора. Точка насыщения определялась под микроскопом по методу роста-растворения с точностью $\pm 0,05^\circ\text{C}$.

Для определения скорости роста кристаллов кинокадры, снятые в процессе роста, проектировались на экран и контуры кристаллов обводились карандашом. За скорость роста кристалла принималась величина, определяемая по формуле $V = \Delta L / \Delta t$, где ΔL - приращение кристалла за промежуток времени Δt . Линейный размер кристалла определяется как среднее измерений кристалла по нескольким характерным направлениям.

Инструментальная ошибка определения скорости роста в основном зависит от точности измерения размера кристалла и не превосходит

$1 \cdot 10^{-5}$ см/с. Среднеквадратичное отклонение скорости частично отражает инструментальную ошибку. Кроме того на него влияют следующие факторы: форма кристалла и его ориентировка, непостоянство пересыщения и собственные колебания скорости роста, естественные различия в скоростях роста разных кристаллов и др.

Типичные кривые изменения скоростей роста кристаллов во времени при разных пересыщениях раствора приведены на рис.1. Усредненные данные для 15 опытов, поставленных при одном пересыщении раствора, показывают, что за 3-4 мин существенного падения скорости роста кристаллов во времени не происходит (рис.2). Это дает основание полагать, что в период 3-4 мин пересыщение в объеме раствора сохраняется постоянным. Расчеты и контрольные опыты подтвердили правильность этого предположения. Изменение пересыщения не превосходит 5% от первоначального значения. Увеличение пересыщения за счет испарения растворителя компенсируется выпадением и ростом кристаллов.

Зависимость скорости роста от пересыщения раствора (рис.3) отвечает эмпирическому уравнению:

$$V = 2,8 \cdot 10^{-3} \Delta C. \quad (1)$$

При снятии зависимости (ΔC) удовлетворительным считался лишь опыт, в котором из объема раствора выделяется не более трех-четырех кристаллов. Такие опыты хорошо удаются при малых ΔC и хуже при высоких. Характер зависимости $V(\Delta C)$, выборочное морфологическое исследование кристаллов на растровом электронном микроскопе, а также значение энергии активации процесса (4,6 ккал/моль), определенное по данным измерения скоростей роста при 18 и 28°C, свидетельствуют о том, что скорость роста кристаллов в каплях пересыщенного раствора контролируется транспортными процессами доставки вещества к растущим кристаллам.

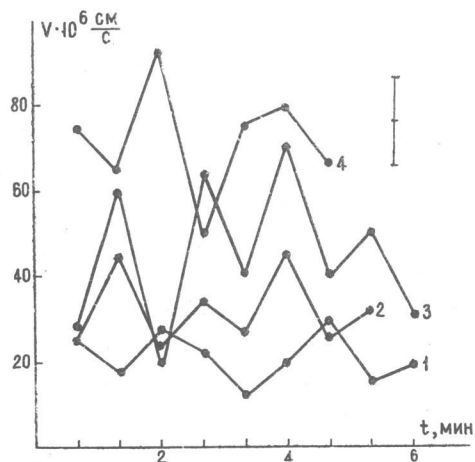


Рис.1. Флуктуации скоростей роста микрокристаллов квасцов при различных пересыщениях раствора. Для кривых 1-4 пересыщение $\Delta C \cdot 10^2$ равно соответственно 0,5; 1; 1,5; 2,5. ΔC дается в кг соли/кг р-ра. Вертикальный отрезок — удвоенная величина инструментальной ошибки.

Массоперенос в процессах роста кристаллов принято [4] характеризовать полуэмпирическим уравнением Фрозлинга:

$$Nu_d = 2 + C Re^{0,5} Pr_d^{0,33}, \quad (2)$$

где $Nu_d = K_d L / D$ — диффузионный критерий Нуссельта, $Re = uL/\nu$ — критерий Рейнольдса, $Pr_d = \nu/D$ — диффузионный критерий Прандтля, K_d — коэффициент массопереноса, L — размер кристалла, D — коэффициент диффузии, ν — вязкость раствора. Постоянная C изменяется в пределах 0,5-0,9. Если скорость движения раствора $u = 0$, то $Nu_d = 2$. Экспериментальное значение Nu_d ($\approx 9,3$), найденное при $K_d = 2,8 \cdot 10^{-3}$ см/с, $L = 1 \cdot 10^{-2}$ см и $D = 3 \cdot 10^{-6}$ см²/с (оценено по основе имеющихся в литературе справочных данных), гораздо больше 2. Разница между экспериментальными и теоретическими значениями еще больше для кристаллов, размеры которых более 0,01 см. Так, для $L = 5 \cdot 10^{-2}$ см $Nu_d = 46$.

Значения скоростей роста в интервале размеров от 0,05 до 0,5 мм (рис.4) приближенно отвечают уравнению:

$$V = 1,5 \cdot 10^{-2} \Delta C L^{0,5} \quad (3)$$

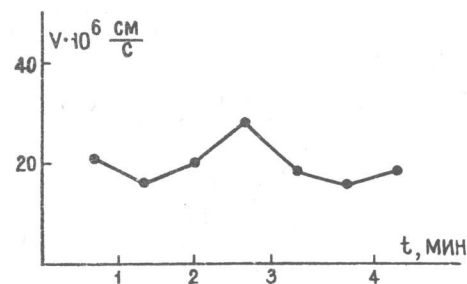


Рис.2. Усредненная кривая изменения скорости роста кристаллов во времени.

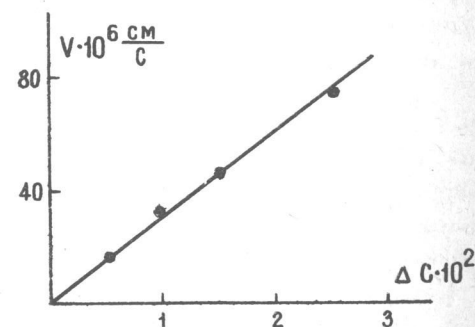


Рис.3. Зависимость скорости роста микрокристаллов ($L \approx 1 \cdot 10^{-2}$ см) квасцов от пересыщения раствора.

Продолжение квазилинейного участка кривой 2, проведенной по уравнению (3), пересекает ось L при $L \approx 25$ мкм, а прямая 1, на которую экспериментальные точки хорошо ложатся, — при $L \approx 10$ мкм. Для этих размеров Nu_d , вычисленные при том же K_d , равны соответственно 2,3 и 0,1, т.е. рост кристаллов малых (меньше 20 мкм) размеров, в отличие от более крупных кристаллов, может обеспечиваться молекулярной диффузией. Для кристаллов больших размеров вклад конвективного переноса вещества является основным. Расхождение между расчетными (при $\alpha = 0$) и экспериментальными Nu_d , увеличивающееся с увеличением размера кристалла, физически выражает тот факт, что при росте кристаллов в каплях пересыщенного раствора перенос вещества конвекцией преобладает над переносом его молекулярной диффузией.

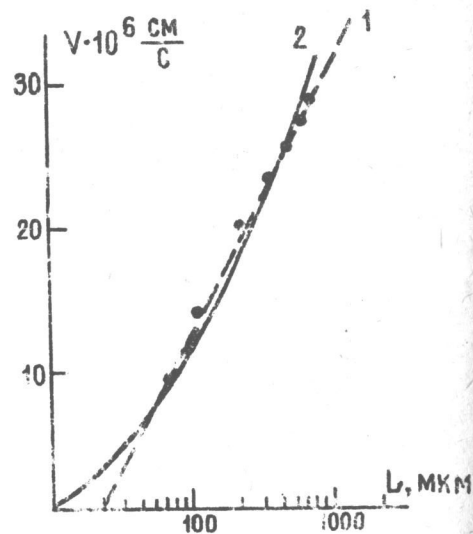


Рис. 4. Зависимость скорости и роста кристаллов от их размеров при $\Delta C = 1,0 \cdot 10^{-2}$ кг соли/кг р-ра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аншелес О.М. Некоторые наблюдения над ростом и растворением микроскопических кристаллов гипосульфита. — "Учен. зап. Ленингр. ун-та", 1939, № 21. Сер. геол.-почв. наук, вып. 5, с. 3–10.
2. Вульф Г.В. Избранные работы по кристаллофизике и кристаллографии. М., Л., Гостехиздат, 1952. 343 с.
3. Шубников А.В., Парвов В.Ф. Зарождение и рост кристаллов. М., "Наука", 1969. 73 с.
4. Mullin J.W. Bulk crystallisation — Crystal Growth. Oxford, "Pergamon Press", 1975, p. 289–325.
5. Solč Z., Šönnel O. Growth mechanism of crystals from aqueous solution. — "Krist. und Techn.", 1973, vol. 8, N 7, p. 811–819.

СТЕРЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОЕКЦИИ — ГРАФЫ ВИДОВ СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ

К.П. Янулов

Применение теории групп для описания симметрии кристаллов позволяет исчерпывающе охарактеризовать структуру и свойства кристаллического вещества [1]. Важную роль в определении свойств конкретной группы симметрии играет таблица умножения, которая позволяет представить группу как единый математический объект. Построение таблицы умножения не представляет труда, если известны все элементы группы. Однако, несмотря на то, что из таблицы можно извлечь любую информацию о симметрии кристаллов, она не наглядна. Этот недостаток может быть устранен с помощью геометрического эквивалента, каковым является граф группы [2]. На чертеже, представляющем граф, изображены элементы группы, расположенные в вершинах многоугольников (многогранников), а отрезки, соединяющие вершины — ребра графа, символизируют умножение на образующие группы.

Таким образом, произведение образующих и их обратных можно интерпретировать как движение по некоторому пути, вдоль ребер многоугольника. Подобная геометрическая интерпретация модели обладает лишь тем недостатком, что применяемые схемы обычно весьма далеки от конкретной формы изучаемого кристаллического многогранника. Даже такие достаточно наглядные графы, как граф тетраэдра, куба, октаэдра, полностью не могут удовлетворить кристаллографа, ибо существует пять кристаллографически различных кубов, два правильных тетраэдра, три октаэдра и т.п. В итоге соответствующие графы оказываются перегруженными многочисленными стрелками, указывающими направление обхода вершин.

Все сказанное значительно упрощается, если воспользоваться в качестве графа симметрической группы всем знакомыми проекциями кристаллов. Наиболее удобной для этих целей будет гномостереографическая

проекция простых форм, которая вместе с стереографической проекцией элементов симметрии несет всю информацию, содержащуюся в ориентированном графе.

Для того чтобы граф полностью отражал симметрию данной точечной группы, лучше всего воспользоваться проекцией граней общей формы. Предпочтение общей форме оказывается потому, что число ее граней однозначно определяет порядок группы. Это вытекает из того, что общая форма характеризуется максимальным числом классов самосовмещений ее граней. Точки на проекции, соответствующие граням простой формы, таким образом, могут быть приняты за вершины графа. Тогда дуги больших и малых кругов, соединяющих эти точки, будут его ребрами.

Возможность такой интерпретации гномостереографической проекции вытекает из того, что точки, являющиеся проекциями граней одной простой формы, являются симметрично равными и, следовательно, эквивалентными вершинами, удовлетворяя тем самым условию существования симметрической группы. Более того, благодаря принципу двойственности они же являются одновременно вершинами многогранника, двойственного данному, или, применяя терминологию Е.С.Федорова [3], простой форме — изоэдру — соответствует подтипическая форма — изогон. Таким образом, данной точечной группе симметрии соответствует многогранный граф (изоэдр), вершины которого суть гномостереографические проекции общей формы кристалла.

Вид графа может быть значительно упрощен, если мы откажемся от изображения его ребер. Необходимость в таковых полностью отпадает, так как нанесенные на проекцию стереографические проекции элементов симметрии исчерпывающе указывают все возможные пути на графе. В качестве примера рассмотрим две неизоморфные группы 6-го порядка.

1. Тригональная сингония, аксиальный вид D_3 . Чтобы определить число элементов, установить порядок группы, выделить образующие и определяющие соотношения, достаточно рассмотреть проекцию общей формы — тригонального трапецоэдра (рис.1), число граней которого указывает на порядок группы. Элементы группы определяются путем рассмотрения путей перехода от произвольной выбранной начальной точки (на пример, 1) во все остальные вершины графа:

$$1 \rightarrow 1 \quad 1 \rightarrow 2 \quad 1 \rightarrow 3 \quad 1 \rightarrow 4 \quad 1 \rightarrow 5 \quad 1 \rightarrow 6,$$

что соответствует следующим операциям симметрии:

$$\sigma = 1 \quad 3^1 \quad 3^2 \quad 2_I \quad 2_{II} \quad 2_{III}$$

Отсюда образующими группу будут два элемента, оси 3 и 2, а определяющими соотношениями $3^3 = 1, 2^2 = 1$ (табл.1).

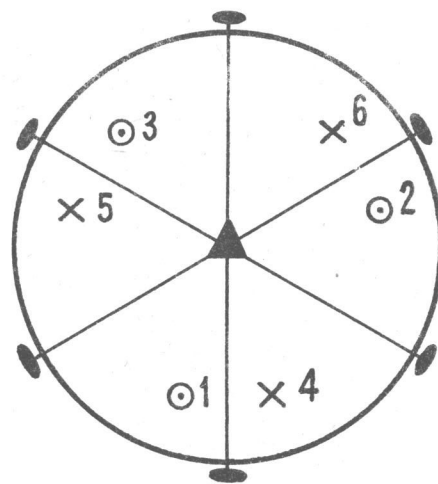


Рис.1. Проекция общей формы и элементов симметрии тригонально-трапецоэдрического вида.

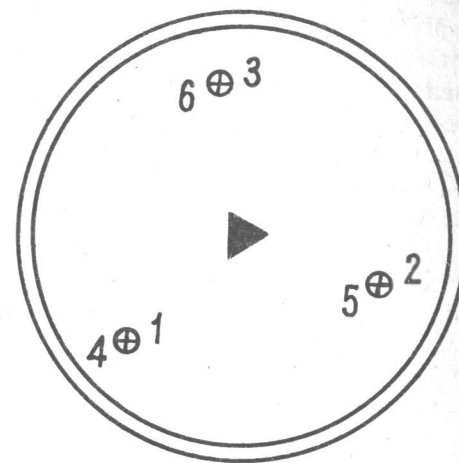


Рис.2. Проекция общей формы и элементов симметрии тригонально-дипирамидального вида.

Таблица 1

Таблица умножения группы

1	3^1	3^2	2_I	2_{II}	2_{III}
3^1	3^2	1	2_{II}	2_{III}	2_I
3^2	1	3^1	2_{III}	2_I	2_{II}
2_I	2_{III}	2_{II}	1	3^2	3^1
2_{II}	2_I	2_{III}	3^1	1	3^3
2_{III}	2_{II}	2_I	3^2	3^1	1

Для пояснения принципа построения таблицы умножения рассмотрим произведение $3^2 \otimes 2_I$. Оно соответствует пути на графе: $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 6$. Из рис.1 видно, что возможен непосредственный переход $1 \rightarrow 6$ путем симметрической операции 2_{III} . Итак, $3^2 \otimes 2_I = 2_{III}$, что мы и находим на пересечении соответствующей строки и столбца в табл.1. Аналогично объясняются и остальные бипарные операции на группе.

Следует иметь в виду, что пути от точки к точке в верхней и нижней

части полусферы на проекции должны проводиться в строгом соответствии с симметрией. В случае отсутствия плоскости симметрии, нормальной к главной оси, они должны проводиться в противоположных направлениях: $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3$ против часовой стрелки и $4 \rightarrow 5 \rightarrow 6$ по часовой стрелке (или наоборот).

2. Гексагональная сингония, гидроидопрimitивный вид C_3h . Общая форма — тригональная дигамида (рис.2). Число и характер элементов группы определяется из рассмотрения совмещений начальной точки:

$$1 \rightarrow 1 \quad 1 \rightarrow 2 \quad 1 \rightarrow 3 \quad 1 \rightarrow 4 \quad 1 \rightarrow 5 \quad 1 \rightarrow 6.$$

Им соответствуют операции симметрии:

$$J = 1 \quad 3^1 \quad 3^2 \quad m \quad 3^1/m \quad 3^2/m$$

$$\text{или } 1 \quad \bar{6}^2 \quad \bar{6}^4 \quad \bar{6}^3 \quad \bar{6}^5 \quad \bar{6}^1.$$

Образующими являются $3, m$ или $\bar{6}$, а определяющими отношениями $3^3 = 1, m^2 = 1$ или $\bar{6}^6 = 1$. Возможные бипарные операции на группе представлены в табл.2.

Таблица 2

Таблицы умножения группы

1	3^1	3^2	$1/m$	$3^1/m$	$3^2/m$
3^1	3^2	1	$3^1/m$	$3^2/m$	$1/m$
3^2	1	3^1	$3^2/m$	$1/m$	$3^1/m$
$1/m$	$3^1/m$	$3^2/m$	1	3^1	3^2
$3^1/m$	$3^2/m$	$1/m$	3^1	3^2	1
$3^2/m$	$1/m$	$3^1/m$	3^2	1	3^1

1	$\bar{6}^2$	$\bar{6}^4$	$\bar{6}^3$	$\bar{6}^5$	$\bar{6}^1$
$\bar{6}^2$	$\bar{6}^4$	1	$\bar{6}^5$	$\bar{6}^1$	$\bar{6}^3$
$\bar{6}^4$	1	$\bar{6}^2$	$\bar{6}^1$	$\bar{6}^3$	$\bar{6}^5$
$\bar{6}^3$	$\bar{6}^5$	$\bar{6}^1$	1	$\bar{6}^2$	$\bar{6}^4$
$\bar{6}^5$	$\bar{6}^1$	$\bar{6}^3$	$\bar{6}^2$	$\bar{6}^4$	1
$\bar{6}^1$	$\bar{6}^3$	$\bar{6}^2$	$\bar{6}^4$	1	$\bar{6}^2$

Две формы представления группы объясняются известной эквивалентностью инверсионной оси $\bar{6}$ и простой оси 3 вместе с нормальной к ней плоскостью симметрии $\bar{6} = 3 \perp m$.

Произведение $3^1/m \otimes 3^2/m = 1$ соответствует пути:

$$1 \rightarrow 2 \rightarrow 5 \rightarrow 6 \rightarrow 4 \rightarrow 1,$$

или, применяя инверсионные оси: $\bar{6}^5 \otimes \bar{6}^1 = 1$; путь — $1 \rightarrow 5 \rightarrow 1$.

Из примера видно, что движение по графу в верхней и нижней части проекции, как этого требует плоскость симметрии, совпадающая с плоскостью чертежа, происходят в одном направлении (в примере против часовой стрелки).

Применение гномостереографической проекции в качестве графа группы имеет и то преимущество, что позволяет автоматически находить все элементы данной группы. Нахождение этих элементов (возможных опе-

раций симметрии) в некоторых группах затруднено из-за полного отсутствия геометрической наглядности. Например, в дигексагонально-дигамиральном виде D_6h одним из элементов группы является 3^5 , необходимость которого не вытекает непосредственно из рассмотрения геометрии многогранника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каргаполов М.И., Мерзляков Ю.И. Основы теории групп. М., "Наука", 1977. 238 с.
2. Уилсон Р. Введение в теорию графов. М., "Мир", 1977. 220 с.
3. Федоров Е.С. Начала учения о фигурах. М., Изд-во АН СССР, 1953. 404 с.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИИ

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ПОГРЕШНОСТЕЙ СРЕДНЕЙ ПОРИСТОСТИ И ПРОНИЦАЕМОСТИ И ОБОСНОВАНИЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ КЕРНОМ ПРИ РАЗВЕДКЕ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ю.А.Ткачев, М.П.Кетрис

Среди методических аспектов разведки месторождений вопросы оценки погрешностей основных параметров и допустимого их уровня имеют в настоящее время первостепенное значение [2,3,5,8]. Здесь мы даем краткое изложение указанной в заголовке методики, разработанной применительно к условиям разведки и подсчета запасов нефти и газа в Ухтинском территориальном геологическом управлении и реализованной на ЭВМ "МИР-1" и "МИР-2".

Постановка задачи включала следующие условия и ограничения:

- 1) анализ обеспеченности керном проводится по отдельности для пористости и проницаемости; 2) предельное значение погрешности принято в соответствии с рекомендациями в работе Е.Ф.Фролова и др. [8] — 5% относительных; 3) пористость (проницаемость) оценивается только по данным анализов керна; 4) при оценке пористости (проницаемости) учитываются образцы керна, отобранные из проницаемых интервалов разреза продуктивных отложений (при этом верхние и нижние границы проницаемых интервалов для нас заданы; они определяются, например, геофизическими методами); 5) анализируемые образцы керна имеют одинаковые размеры; 6) точная привязка образцов по глубине в пределах интервала коллектора неизвестна; учитывая, что образцы для анализа отбирают по возможности через равные расстояния из неразрушенных столбцов керна, мы считаем их размещенными равномерно; 7) порядок следования образцов по глубине известен; 8) расстояния

между образцами из залежи в пределах одной скважины или интервала пренебрежимо малы по сравнению с расстояниями между скважинами; 9) интервалы коллектора в общем случае не сопоставляются друг с другом по разрезу в различных скважинах; 10) число скважин сравнительно мало (более пяти — первые десятки); 11) скважины размещены по регулярной или по нерегулярной сети, но характеризуют все участки месторождения (т.е. их скученность должна быть не выше, чем при случайной схеме размещения; 12) в скважинах допускаются интервалы коллектора известной длины, не содержащие образцов. В вариантах программы допускается решение также и в том случае, когда ограничения по пунктам 6 и 7 не наложены. Тогда дополнительно используются размеры образцов и расстояния между ними.

Исходя из этих условий, требуется произвести расчет погрешности среднего значения признака по залежи как для случая нерасчлененной на интервалы коллектора залежи (или без учета такого расчленения) — КЕРН-1, так и с учетом расчленения — КЕРН-2. В ходе оценки погрешности производится также расчет среднего значения признака. Его мы рассматриваем не только в качестве вспомогательной операции, но как составную часть подсчета запасов нефти и газа вообще.

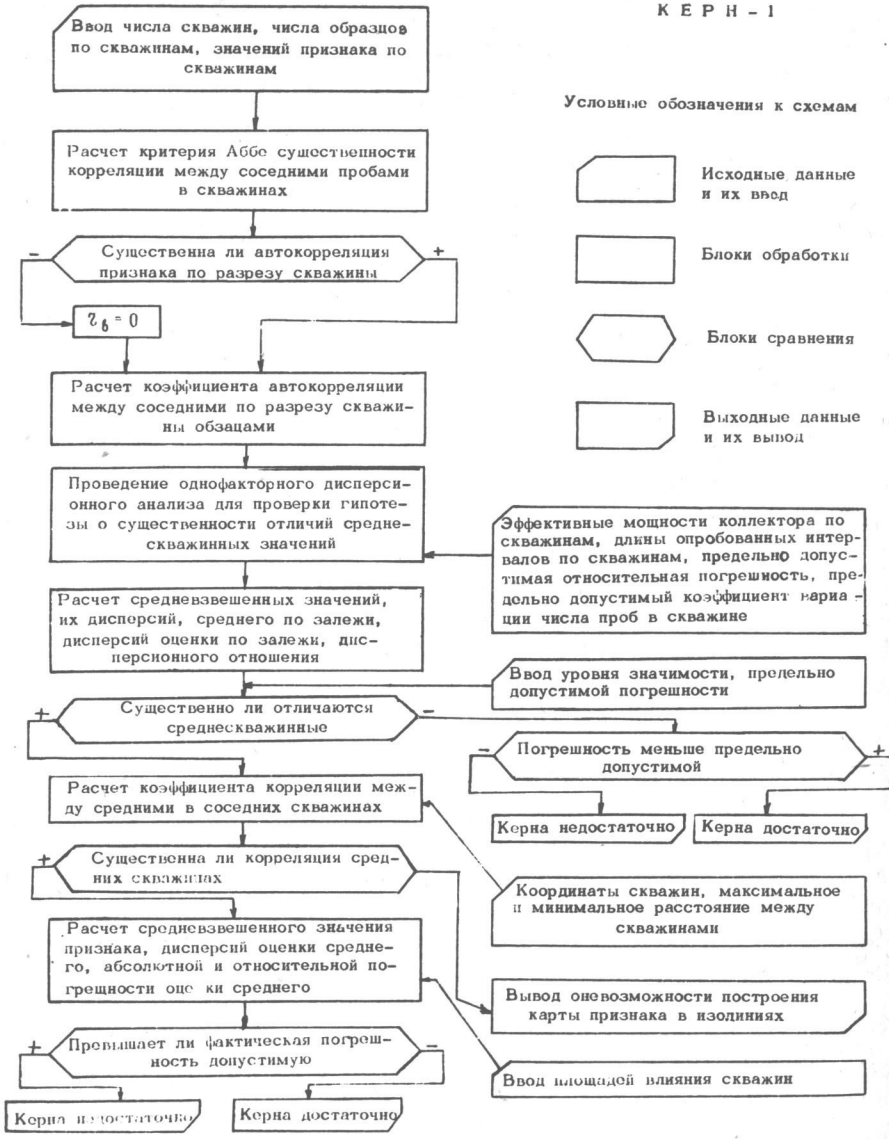
Оценка среднего и погрешности производится по схеме, изложенной в работе Ю.А.Ткачева и Я.Э.Юдовича [6, гл.5, § 4-6, табл. 10], с не принципиальными или специализирующими изменениями. В частности, в КЕРН-1 в соответствии со структурой выборки осреднение проводится в два этапа: среднескважинные значения определяются как среднее арифметическое по образцам из соответствующей скважины, среднее по залежи — как средневзвешенное среднескважинных, причем в зависимости от конкретных условий весовые коэффициенты определяются тройным способом. При несущественном различии среднескважинных они равны числу образцов из скважин (что приводит к среднеарифметической по всем образцам оценке по залежи). При существенном различии среднескважинных исследуется наличие существенной закономерности их изменения по площади. Если таковой нет, весовые коэффициенты равны эффективным мощностям по скважинам, иначе — произведению эффективных мощностей на площади зон влияния скважин, определенных методом ближайшего района.

В отличие от КЕРН-1, в КЕРН-2 среднескважинные определяются по среднеинтервальным как их средневзвешенные на эффективные мощности интервалов. Среднеинтервальные определяются как среднеарифметические по образцам из соответствующих интервалов. Оценка погрешности производится также по этапам в соответствии со структурой выборки по следующей полученной нами формуле

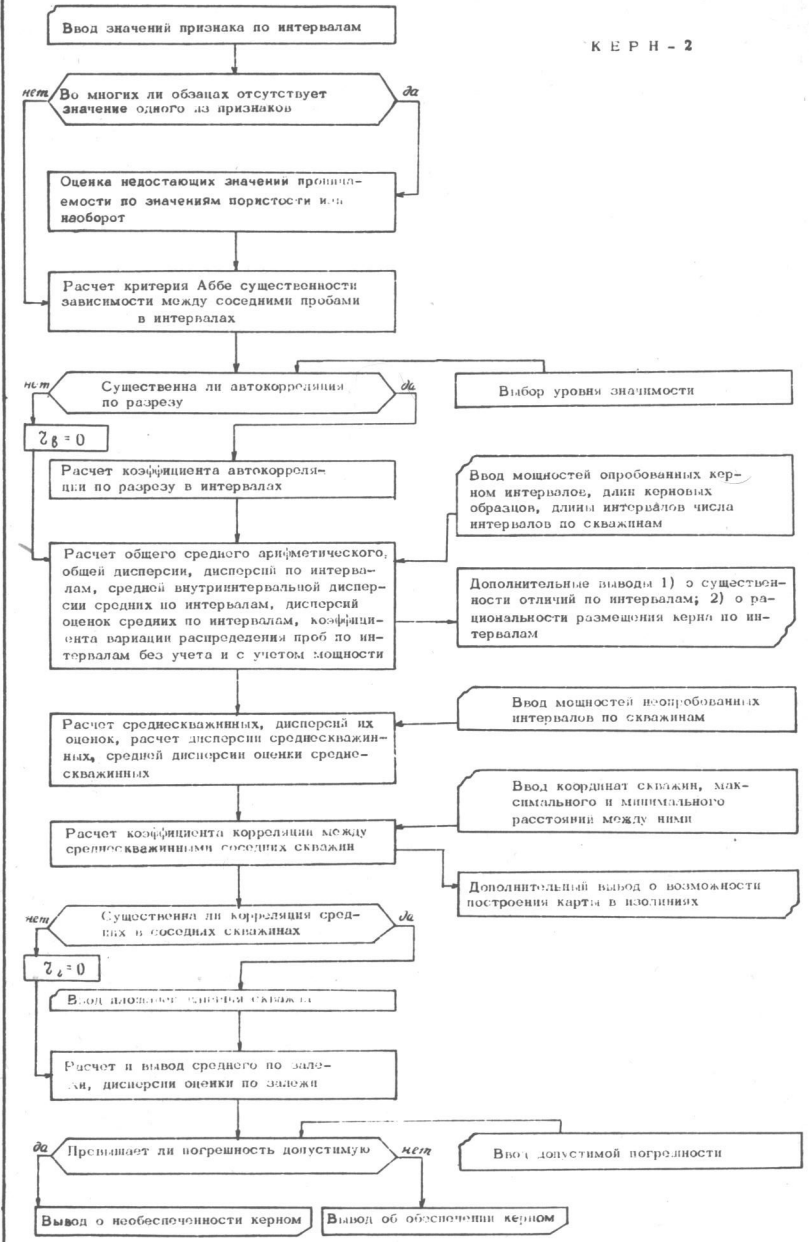
К Е Р Н - 1

Условные обозначения к схемам

-  Исходные данные и их ввод
-  Блоки обработки
-  Блоки сравнения
-  Выходные данные и их вывод



К Е Р Н - 2



$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n \left\{ \sigma_i^2 + (S^2 - \bar{\sigma}^2)(1 - \tau_i^2) \left(1 - \frac{h_i}{H_i}\right) \right\} P_i^2 + (S^2 - \bar{\sigma}^2)(1-Q)/n, \quad (1)$$

где σ^2 — дисперсия оценки значения признака на данном этапе осреднения, n — число "разведочных элементов", по которым производится осреднение, σ_i^2 — дисперсия оценки признака в i -том разведочном элементе, S^2 — дисперсия признака по совокупности разведочных элементов, $\bar{\sigma}^2$ — среднее значение дисперсии оценки признака по i осредняемым разведочным элементам: $\bar{\sigma}^2 = \sum_{i=1}^n \sigma_i^2$, τ_i — коэффициент корреляции между соседними разведочными элементами, h_i — изученный объем (в статистическом смысле) i -того разведочного элемента, H_i — общий объем этого элемента, P_i — доли объемов (в статистическом смысле) осредняемых разведочных элементов, Q — изученная доля объекта по отношению ко всему оцениваемому объекту. Реальный смысл перечисленных величин иллюстрируется ниже на примере КЕРН-2.

На первом этапе осреднения σ^2 — дисперсия оценки пористости в интервале, σ_i^2 ($i=1, \dots, n$) — дисперсия оценки пористости в i -том образце из интервала, т.е. аналитическая, лабораторная дисперсия, S^2 — дисперсия пористости по совокупности n образцов интервала, τ — коэффициент корреляции пористости в соседних образцах по интервалу, h_i — длина образца, H_i — длина зоны влияния образца в интервале, $P_i = 1$, $Q = 1$, так как зонами влияния образцов охвачен весь интервал, откуда $(S^2 - \bar{\sigma}^2)(1-Q)/n = 0$. Величина σ^2 по формуле (1) определяется столько раз, сколько имеется интервалов.

На следующем этапе σ^2 означает дисперсию оценки признака в скважине, σ_i^2 — дисперсии оценок по интервалам (то, что на первом этапе было σ^2), h_i — длина опробованной части интервала, H_i — длина интервала. В данном случае $h_i = H_i$, и второе слагаемое первого члена формулы (1) обращается в ноль:

$$(S^2 - \bar{\sigma}^2)(1 - \tau^2) \left(1 - \frac{h_i}{H_i}\right) = 0. \quad (2)$$

В случае наличия неопробованных интервалов в скважине Q равно отношению суммы эффективных мощностей опробованных интервалов к общей эффективной мощности по скважине.

На третьем этапе σ^2 — дисперсия оценки по залежи, σ_i^2 — то же, по скважинам, S^2 — дисперсия среднескважинных, τ — коэффициент корреляции среднескважинных в соседних скважинах, h_i/H_i — отношение площади сечения скважины к площади ее влияния (практически равно нулю), P_i — объемы или площади зон влияния скважин, Q — отношение суммы объемов зон влияния скважин к объему залежи. Если сква-

жины характеризуют все участки залежи, т.е. расположены более или менее равномерно, то $Q = 1$ и $(S^2 - \bar{\sigma}^2)(1-Q)/n = 0$. По условию задачи (см. пункт 11) это должно быть выполнено. Ввиду того, что интервалы довольно часто содержат малое число образцов, τ_i на первом этапе принимается равным его среднему значению по всем интервалам.

Обоснование применения множителя $(1 - \tau^2)$ при расчете дисперсии оценки имеется в работе А.П.Грудева [1], непосредственно к оценке погрешностей параметров залежей нефти и газа он был применен в работе О.П.Иоффе [3]. Сопоставление такого подхода с геостатистическим [4,5] показывает, что его применение оправдано, но дает несколько завышенную оценку погрешности, а это для практических целей приемлемо. Обоснование применения множителя $(1 - \frac{h_i}{H_i})$ можно найти в работах Н.Н.Емельянова и М.Н.Кочетова [2], Ю.А.Ткачева [6,7], смысл множителя $(1-Q)$ и его варианты подробно рассмотрены в работе Ю.А.Ткачева и Я.Э.Юдовича [6]. Общая последовательность операций дана на схемах.

Методика внедрена и используется при оценке погрешности пористости (главным образом) и проницаемости на месторождениях Тимано-Печорской провинции на этапе окончания разведки, подсчета запасов и их защиты в ГКЗ (см. таблицу).

Таблица
Относительная погрешность оценки среднего значения параметра по залежи, %

Месторождение	КЕРН-1, пористость	КЕРН-2, пористость	КЕРН-2, проницаемость
Возейское, Р-С	6,0	6,5	9,3
Возейское, D ₂	3,9	4,3	8,1
Усинское, D ₂	-	4,3	3,4
Кыртаельское	2,8	5,3	3,1
Салюкинское	4,6	4,5	7,9
Южно-Шапкинское	5,6	7,7	20,4
Лаявожское	8,0	14,0	112,0

1. Грудев А.П. Статистическая связность рудных тел.— "Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка", 1961, № 1, с. 78—82.
2. Емельянов Н.Н., Кочетов М.Н. К вопросу обоснования необходимого количества образцов керна при исследовании пористости пород по кернам в разрезах скважин.— "Труды ВНИИ", М., 1966, вып. 45, с. 123—133.
3. Иоффе О.П. Определение степени влияния количества скважин и числа образцов по каждой скважине на точность определения средней пористости пласта по керну.— "Труды ВНИИ", 1968, вып. 52, с. 186—189.
4. Карлье Э. Методика количественной оценки месторождений урана. М., "Атомиздат", 1966. 351 с.
5. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М., "Мир", 1968. 407 с.
6. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Л., "Наука", 1975. 233 с.
7. Ткачев Ю.А. Вывод формулы обработки проб.— "Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естествозн. техн. наук", 1960, т. 2, вып. 8.
8. Фролов Е.Ф., Быков Н.Е., Егоров Р.А., Фурсов А.Я. Оптимизация разведки нефтяных месторождений. М., "Недра", 1976. 303 с.

ОПТИМИЗАЦИЯ ОБРАБОТКИ ПРОБ: ДВА ЭТАПА

А.А.Шейн

Вопросам достоверности обработки геологических проб посвящена обширная литература [1, 3—5, 7]. Как правило, она касается расчета погрешности в содержании при сокращении измельченной пробы в зависимости от среднего размера частиц, их формы, веса сокращаемой и сокращенной пробы и других факторов. Значительно реже рассматривается вопрос о суммарной погрешности многоэтапной схемы обработки [7, 8]. Вопрос же составления оптимальных схем практически не изучен.

Впервые он поставлен в работе Ю.А.Ткачева [8], однако практически приемлемых решений до сих пор не дано. Для двух этапов в докладе Л.Л.Сухоруковой и др. [6] дано решение в предположении об ограниченности минимального диаметра дробления по техническим причинам. В настоящей статье дается решение для двух этапов обработки, исходя из предположения, что начальная проба представляет собой один монолитный кусок.

Под этапом обработки принято понимать дробление пробы до определенного размера частиц и последующее сокращение (уменьшение) веса пробы. Дисперсия (квадрат погрешности) сокращения D_i в соответствии с работами Ю.А.Ткачева [7, 8] определяется из формулы

$$D_i = C \cdot \gamma \cdot d_i^3 \cdot \left(\frac{1}{Q_i} - \frac{1}{Q_{i-1}} \right), \quad (1)$$

где Q_{i-1} — вес пробы до сокращения, d_i — диаметр частицы после дробления, Q_i — вес пробы после сокращения, γ — средний удельный вес пробы; коэффициент C зависит от максимального, среднего содержания изучаемого компонента в пробе и от удельного веса рудной частицы в пробе.

Дисперсия, полученная в результате всего процесса обработки, согласно Ю.А.Ткачеву [8], равна сумме дисперсий на этапах, т.е.

$$D = \sum_{i=1}^n D_i, \quad (2)$$

где n — число этапов обработки, D_i — дисперсия сокращения на каждом этапе.

Предполагается, что начальная проба весом Q_0 имеет форму куба с ребром d_0 , а частицы пробы, получаемой при дроблении на i -том этапе, также являются кубиками с ребрами d_i , $i = 1, 2, \dots, n$. Кроме этого, введем следующие обозначения:

$$m_i = \frac{Q_0}{Q_i}, \quad i = 0, 1, 2, \dots, n, \quad (3)$$

где Q_i — вес пробы на i -том этапе. Число m_n , которое задается заранее, назовем сокращением пробы при обработке, а m_i — сокращение пробы на i -том этапе.

Исходя из поверхностной гипотезы дробления [2, с. 214], согласно которой работа при дроблении прямо пропорциональна образованной при этом поверхности, можно получить функцию, описывающую работу, затраченную на обработку пробы с точностью до постоянного множителя

$$A_n = \sum_{i=0}^{n-1} \left(\frac{1}{d_{i+1}} - \frac{1}{d_i} \right) \cdot \frac{d_0}{m_i}. \quad (4)$$

Учитывая, что $Q_0 = \delta \cdot d_0^3$, дисперсию всего процесса обработки можно выразить следующим образом:

$$\sum_{i=1}^n D_i = c \sum_{i=1}^n \frac{d_i^3}{d_0^3} (m_i - m_{i-1}) = 0. \quad (5)$$

Задачей оптимизации обработки проб назовем задачу о выборе величин ребер частиц пробы и сокращений веса пробы на этапах таким образом, чтобы значение функции (4) при выполнении условия (5) было бы наименьшим.

Введем следующие обозначения:

$$\bar{D} = \frac{D}{c}, \quad x_i = \frac{d_i}{d_0}, \quad \bar{D}_i = \frac{D_i}{c}, \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (6)$$

Тогда задачу оптимизации обработки проб можно представить в следующем виде: найти минимум функции

$$F_n = \frac{1}{x_1} - 1 + \sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{1}{x_{i+1}} - \frac{1}{x_i} \right) - \frac{1}{m_i} \quad (7)$$

при следующих ограничениях

$$1 - x_1 \geq 0,$$

$$x_i - x_{i+1} \geq 0, \quad i = 1, 2, \dots, n-1, \quad (8)$$

$$x_n > 0,$$

$$m_i - m_{i-1} \geq 0, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (9)$$

$$\sum_{i=1}^n x_i^3 (m_i - m_{i-1}) - \bar{D} = 0.$$

Ограничения (8) в виде неравенств связаны с уменьшением ребер частиц при дроблении и веса пробы при сокращении. Равенство в каком-либо из этих ограничений означает, что некоторый этап выпадает из процесса обработки.

Таким образом, задача оптимизации обработки проб сводится к задаче о минимизации функции от $(2n-1)$ переменных при наличии $(2n+1)$ линейных ограничений в виде неравенств и одном нелинейном ограничении в виде равенства.

Если процесс обработки состоит из двух этапов, то задача заключается в нахождении минимума функции.

$$F_2 = \frac{1}{x_1} - 1 + \left(\frac{1}{x_2} - \frac{1}{x_1} \right) \cdot \frac{1}{m_1} \quad (10)$$

при ограничениях

$$1 - x_1 \geq 0,$$

$$x_1 - x_2 \geq 0,$$

$$x_2 > 0,$$

(11)

$$m_1 - 1 \geq 0,$$

$$m_2 - m_1 \geq 0,$$

$$x_1^3 (m_1 - 1) + x_2^3 (m_2 - m_1) - \bar{D} = 0,$$

$$x_1^3 (m_1 - 1) + x_2^3 (m_2 - m_1) - \bar{D} = 0, \quad (12)$$

где значение величин m_2 и \bar{D} считается известным.

Используя равенство (12), а также то, что дисперсии на этапах — положительные величины, можно несколько сузить область поиска минимума, а именно:

$$\sqrt[3]{\frac{\bar{D}}{m_2 - 1}} \leq x_1 \leq 1, \quad 0 < x_2 \leq \sqrt[3]{\frac{\bar{D}}{m_2 - 1}} \quad (13)$$

Из равенства (13) следует, что дисперсия обработки и сокращение пробы не могут выбираться произвольными.

Если сокращение пробы m_2 велико, то из практических соображений можно предположить, что и значение m_1 будет достаточно велико, а значение величины x_1 значительно больше, чем x_2 . Поэтому можно решить задачу о нахождении минимума функции

$$F_2 = \frac{1}{x_1} - 1 + \frac{1}{x_2 \cdot m_1}, \quad (14)$$

а ограничение в виде равенства записать следующим образом:

$$x_1^3 \cdot m_1 + x_2^3 \cdot m_2 - \bar{D} = 0. \quad (15)$$

В этом случае точка минимума легко находится обычным методом неопределенных множителей Лагранжа:

$$x_1^* = \sqrt{m_2 \cdot 3 \sqrt{\frac{\bar{D}}{4m_2}}}, \quad x_2^* = \sqrt[3]{\frac{\bar{D}}{4m_2}}, \quad m_1^* = 3 \sqrt[4]{m_2}. \quad (16)$$

Из (16) следует, что независимо от сокращения пробы m_2 и значения \bar{D} отношение величины дисперсии на первом этапе к величине дисперсии на втором этапе постоянно:

$$\frac{\bar{D}_1}{\bar{D}_2} = 3.$$

Значение точек минимума, вычисленных по формулам (16), близки к точкам минимума функции (10) с ограничениями (11,12) при больших m_2 , вычисленных на ЭВМ с помощью сетки; расхождения можно объяснить размерами шагов сетки. Результаты вычисления на ЭВМ при $\bar{D} = 500$ приведены в таблице.

Таблица

Оптимальные параметры процесса обработки проб в два этапа

m_2	F_2^*	x_1^*	x_2^*	m_1^*	\bar{D}_1/\bar{D}_2
10^{10}	0,8206	0,7012	0,0023	1094,0	3,0542
$10^{9,8}$	0,7463	0,7650	0,0027	840,425	3,0260
$10^{9,6}$	0,6805	0,8011	0,0031	730,473	3,0013
$10^{9,4}$	0,6188	0,8013	0,0036	733,271	3,0557
$10^{9,2}$	0,5616	0,9008	0,0043	510,208	2,912
$10^{9,0}$	0,49709	0,9009	0,0050	511,708	2,950

В тех случаях, когда число этапов обработки более чем два, решение задачи оптимизации обработки проб требует применения численных методов оптимизации.

Автор приносит искреннюю благодарность Ю.А.Ткачеву за оказанную помощь в редактировании и оформлении статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышев Н.В. Опробование твердых полезных ископаемых. М., ОНТИ, 1938.
2. Большая советская энциклопедия. Т.15. Под ред. Б.А.Введенского. М., Госиздат БСЭ, 1952.
3. Жи П. Отбор рудных проб. Л., изд.ин-та Механобр, 1958.
4. Каллистов П.Л. К вопросу обработки проб.— "Заводская лаборатория", 1949, № 8.
5. Пожарицкий К.Л. Теория и практика сокращения проб.— "Цветные металлы", 1935, № 6.
6. Сухорукова Л.Л., Терехова Ю.П., Ткачев Ю.А. и др. Решение задачи составления надежных и экономически оптимальных схем обработки геологических проб (два этапа обработки).— Тезисы докладов на 1-й научно-техн. конференции молодых ученых по теории и технике автоматического управления и автоматического контроля. Фрунзе, 1964, с. 6.
7. Ткачев Ю.А. Вывод формулы сокращения проб.— "Изв. АН Киргизской ССР", 1960, т.2, вып.8, с. 127-140.
8. Ткачев Ю.А. Исследования вопросов достоверности отборов и обработки проб.— "Труды САИГИМС", 1965, вып.6, с. 98-102.

СБОРНИКИ И МОНОГРАФИИ СОТРУДНИКОВ ИНСТИТУТА,
ОПУБЛИКОВАННЫЕ В 1977 г.

Абдуллин Н.Г., Аминов Л.З. и др. Перспективные направления поисков залежей нефти и газа в пределах Татарской и Башкирской АССР. Серия "Нефтегазовая геология и геофизика". М., 1977. 75 с. (ВНИИОЭНГ).

Аминов Л.З. и др. Анализ схем формирования месторождений и прогноз нефтегазоносных структур. Л., "Недра", 1977. 186 с.

Геологическая изученность СССР. Том 5. Коми АССР. Период 1956-1960. Вып. 1. Опубликованные работы. Л., "Наука", 1977. 286 с.

Геология и палеогеография Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. 115 с. (Коми филиал Геогр. о-ва СССР).

Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977. 182 с. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Дедеев В.А., Куликов П.К. Основы процессов нефтегазонакопления (на примере Западной Сибири). Л., "Наука", 1977. 143 с.

Нефтегазоносность Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 8-й геол. конф. Коми АССР. Т.3. Сыктывкар, 1977. 163 с.

Чалышев В.И., Сорвачев Н.С. Ритмичность карбонатных отложений. Л., "Наука", 1977. 39 с.

Эксперимент в минералогии и моделирование минералообразующих процессов. Минерал. сборник № 4. Сыктывкар, 1977. 110 с. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР. Труды, вып. 23).

Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И., Хорошилова Л.А. Геохимия стронция в карбонатных отложениях (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Сыктывкар, 1977. 127 с. ВИНТИ, № 1705-77 Деп.

Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Избранные проблемы. Л., "Наука", 1977. 291 с.

Юшкин Н.П., Волкова Н.В., Кунц А.Ф. Флюорит Уральско-Ново-земельской провинции и проблемы его использования. Сыктывкар, 1977. 47 с. (Коми филиал АН СССР. Серия "Научные рекомендации - народному хозяйству". Вып. 12).

ДИССЕРТАЦИИ СОТРУДНИКОВ ИНСТИТУТА, ЗАЩИЩЕННЫЕ

В 1977 г.

Асхабов А.М. Исследование процессов роста и формирования кристаллов на стадии регенерации. Дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Специализированный Ученый совет при Ленингр. горном ин-те им. Г.В. Плеханова, Ленинград.

Тимонина Р.Г. Региональный метаморфизм позднепротерозойско-ордовикских отложений Центральной зоны Приполярного Урала. Дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Специализированный Ученый совет при Ин-те геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР, Свердловск.

СОДЕРЖАНИЕ

Фишман М.В., Институт геологии в 1977 г. 3

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Фомиченко Т.А., Охотников В.Н. О возрасте интрузивных пород юрмэнекского комплекса. 8

Щербаков Э.С., Мельников С.В. Цикличность осадконакопления в ордовике Приполярного Урала и Северо-Западного Пай-Хоя 12

Черных В.А. Основные подразделения нижнего карбона. 16

Юдович Я.Э. Пай-хойский геохимический феномен. (Горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba) 21

Кузькокова Н.Н. О рифогенных отложениях Печорского Урала. 27

Колода Н.А. Сравнительная характеристика казанских миоспор из разрезов Русской плиты и стратотипа. 31

Варюхина Л.М. Миоспоры триаса острова Колгуев. 35

Романович В.В. О границе средней и верхней юры на Севере европейской части СССР. 38

Лосева Э.И. Диатомеи обнажения Вастьянский Конь на нижней Печоре. 43

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Первая находка костей раннегоценовых мелких млекопитающих на Севере европейской части СССР. 48

Андреичева Л.Н. Сравнительная литологическая характеристика днепровской и московской морен в бассейне р.Лаи. 51

ТЕКТОНИКА

Юдин В.В. Ранние стадии развития Предуральского краевого прогиба на Северном Урале 56

Гецен В.Г. Структурная эволюция метаморфического комплекса полуострова Канин. 60

МИНЕРАЛОГИЯ

Швецова И.В. Сравнительная характеристика акцессорных минералов в бокситах Среднего Тимана 65

Беляев В.В. Литий в латеритной коре выветривания и бокситах Среднего Тимана 69

Лихачев В.В. Ниобий в бокситах и корах выветривания Среднего Тимана 74

Юшкин Н.П., Макеев А.Б. Мышьяковые минералы Пайхойско-Южноновоземельской провинции. 79

Осташенко Б.А., Майорова Т.П. Антимонит из рудопроявлений Канинского антиклинория. 85

Тимонина Р.Г. Использование типоморфных особенностей цирконов для решения вопроса генезиса пород (на примере г.Юма - Мыльк, Приполярный Урал). 89

Ромашкин Ю.Н. Минералогия и условия формирования флюоритовых проявлений Раковского узла. 93

Рожкова В.В. Новые данные по минералогии северотиманских агатов. 97

Кузнецов С.К., Юхтанов П.П. Габитус природных кристаллов кварца в связи с особенностями их зарождения и роста. 101

Петровский В.А. Связь геометрии скелетных кристаллов с условиями роста. 105

Асхабов А.М., Кантур В.А. Новые данные по кинетике роста кристаллов в каплях пересыщенного раствора. 109

Янулов К.П. Стереографические проекции - графы видов симметрии кристаллов. 113

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИИ

Ткачев Ю.А., Кетрис М.П. Методика оценки погрешностей средней пористости и проницаемости и обоснование обеспеченности керном при разведке нефтяных и газовых месторождений 118

Шейн А.А. Оптимизация обработки проб: два этапа. 125

Сборники и монографии сотрудников института, опубликованные в 1977 г. 130

Диссертации сотрудников института, защищенные в 1977 г. 131

УДК 55(471.1)

Институт геологии в 1977 г. Фишман М.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 3-7. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Краткий обзор научной и организационной деятельности Института геологии Коми филиала АН СССР за 1977 г. Характеристика основных направлений научных исследований и важнейших результатов.

УДК 552.1:550.93(234.851)

О возрасте интрузивных пород юрмэнского комплекса. Фомиченко Т.А., Охотников В.Н. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 8-11. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 27).

Проведено сопоставление результатов определений абсолютного возраста габбро и гранитов юрмэнского комплекса (Полярный Урал), полученных калий-аргоновым методом и методом сравнительной дисперсии двупреломления. Указаны преимущества последнего, а также хорошая сходимость полученных этим методом определений с возрастом горных пород, установленным по палеонтологическим данным. Рис.2. Библиогр.-4.

УДК 552.143:551.733.1(234.851+234.82)

Цикличность осадконакопления в ордовике Приполярного Урала и Северо-Западного Пай-Хоя. Щербаков Э.С., Мельников С.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 12-15. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

В опорных разрезах установлено одновременное проявление мезо- и макроциклов осадконакопления. Сделан вывод об одинаковой направленности тектонических движений на Приполярном Урале и Северо-Западном Пай-Хое в течение ордовикского периода. Рис.1. Библиогр.-5.

УДК 551.735.1:001.4

Основные подразделения нижнего карбона. Черных В.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока ев-

ропейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.16-20. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Нижний отдел карбона, соответствующий миссисипской подсистеме, предложено подразделять на турнейский и визейский отделы. Зона *Quasiendothyridinae* отнесена к джеболскому ярусу фамена. В турнейском отделе выделены лихвинский и чернышинский ярусы, в визейском - кожымский, окский и серпуховский ярусы. Кожымский ярус состоит из косьвинского, нортничского и тупосинского горизонтов, которые следует унифицировать для Русской плиты и Урала. Таблица. Библиогр.-12.

УДК(550.42:546.42):552.54(470.13)

Пай-хойский геохимический феномен. (Горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba). Юдович Я.Э. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 21-26. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Описан весьма своеобразный горизонт полосатых, глазковых и мраморовидных визейских известняков, регионально развитый в миогеосинклинальной черносланцевой толще Пай-Хоя. Как показали анализы около 200 проб этих пород, они устойчиво обогащены Sr и Ba - примерно на порядок выше кларкового уровня, что представляет собою настоящий геохимический феномен. По мнению автора, именно с этим горизонтом (как источником Sr и Ba) нужно связывать известные в пределах Пай-хойско-Южноновоземельского антиклинория рудопроявления барита и цестина эпигенетической природы. Рис.3, табл.1. Библиогр.-5.

УДК 551.736.1(470.1)

О рифогенных отложениях Печорского Урала. Кузькоко Н.Н. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 27-30. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Описаны рифогенные отложения ассельского яруса Печорского Урала, которые относятся к барьерному рифу. Дано местоположение рифовых тел. Рис.1, табл.1. Библиогр.-9.

УДК (561:581.33):551.736.3(47)

Сравнительная характеристика казанских миоспор из разрезов Русской плиты и стратотипа. Колода Н.А. В кн.: Геология

и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 31-34. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Казанский ярус севера Русской плиты характеризуется двумя спорово-пыльцевыми комплексами. Комплекс, приуроченный к нижнеказанскому подъярису, соответствует комплексу миоспор из нижнеказанских отложений стратотипической местности. Библиогр.-3.

УДК 561:581.33:(551.761)(470.111.7)

Миоспоры триаса острова Колгуев, Варюхина Л.М. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 35-37. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Из триасовых отложений скв.140 и 141, пробуренных на о-ве Колгуев, описаны пять миоспоровых комплексов. Два нижних, индского возраста, выявлены в разрезе чаркабожской свиты, третий, верхнеоленекский, - в низах пестроцветов шапкинской свиты, четвертый, среднетриасовый, - в средней части пестроцветов шапкинской свиты и пятый, верхнетриасовый, - из пород нарьянмарской свиты. Библиогр.-8.

УДК 551.762.2/3(470,1)

О границе средней и верхней юры на Севере европейской части СССР. Романович В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 38-42. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

На основании анализа литологических, палеонтологических и палеогеографических данных рекомендуется проведение границы средней и верхней юры в основании оксфордского яруса. Библиогр.-20.

УДК 561.26:551.79(282.247.11)

Диатомей обнажения Вастьянский Конь на нижней Печоре. Лосева Э.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 43-47. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Охарактеризованы диатомовые водоросли из плейстоценовых отложений хорошо известного на нижней Печоре обнажения Вастьянский Конь. Ин-ситный пресноводный комплекс обнаружен в алевритах одицовского возраста. Приведены списки и таблица микрофотографий. Библиогр.-2.

УДК 569.32:551.794(470,13)

Первая находка костей раннеголоценовых мелких млекопитающих на Севере европейской части СССР. Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 48-50. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Дана характеристика остатков раннеголоценовых млекопитающих, обнаруженных в основании первой надпойменной террасы р.Лаи. Они состоят из представителей таежной (лесные и серые полевки) и тундровой (сибирский лемминг, песец) зон. Особый интерес представляет первая находка в четвертичных отложениях равнинных территорий Европейского Севера костей пищухи. Рис.1. Библиогр.-2.

УДК 551.79:552.5(470,11)

Сравнительная литологическая характеристика днепровской и московской морен в бассейне р.Лаи. Андреичева Л.Н. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 51-55. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Проведено сопоставление литологических особенностей морен днепровского ($Q_2^2 d$) и московского ($Q_2^4 ms$) горизонтов в бассейне р.Лаи с целью выявления литологических коррелятивов. Установлены различия горизонтов по содержанию отдельных минералов и пород, количеству крупнообломочного материала, содержащегося в моренах, ориентировке длинных осей валунов. Библиогр.-1.

УДК 551.242.7(234.851)

Ранние стадии развития Предуралья Краевого прогиба на Северном Урале. Юдин В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 56-59. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Предуральский краевой прогиб на Северном Урале заложен в поздневизейское время на территории Малопечорской (сланцевой) структурно-формационной зоны. Мигрируя к западу, к началу аргинского века он достиг весьма значительных размеров на территории Елецкой (известняковой) структурно-формационной зоны. Однозначно провести точную границу прогиба для ранних этапов его развития на современном структурном плане невозможно. Предлагается связывать ее с концом аргинского века. Рис.1. Библиогр.-7.

УДК 551.243(470.11)

Структурная эволюция метаморфического комплекса полуострова Канин. Гецен В.Г. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 60-64. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

В структурно-магматической эволюции региона выделены два структурно-деформационных цикла. Первый цикл имеет полное развитие и состоит из трех стадий: стадии прогибания и возникновения сланцеватости сплющивания, стадии общего тангенциального сжатия и становления метаморфической зональности; стадии преимущественно вертикальных движений и возникновения нескольких систем кливажа скалывания и разлома. Второй структурно-деформационный цикл имеет сокращенное развитие. Он относится к позднеорогенному периоду и характеризуется внедрением кислых и щелочных интрузий и образованием куполовидных структур, а также пологозалегающих зон скалывания и милонитизации. Рис.2. Библиогр.-5.

УДК 549.1:553.492(234.83)

Сравнительная характеристика акцессорных минералов в бокситах Среднего Тимана. Швецова И.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 65-68. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

В рудах и подстилающих породах одного из месторождений бокситов на Среднем Тимане выявлен комплекс новообразованных акцессорных минералов. Их состав позволяет предположить наличие в фундаменте среднетиманских бокситовых месторождений метасоматически измененных пород. Табл.1. Библиогр.-1.

УДК 550.42:546.34:(551.311.231+553.491.2)(234.83)

Литий в латеритной коре выветривания и бокситах Среднего Тимана. Беляев В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 69-73. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

На основании количественного спектрального определения лития рассмотрено его распределение в профиле латеритной коры выветривания, развитой на Тимане по карбонатно-сланцевым породам рифейского фундамента, приведены данные о содержании, распределении и формах нахождения лития в бокситах, а также его поведении при вторичных изменениях бокситов. Табл.3. Библиогр.-7.

УДК 549.1:553.492(234.83)

Ниобий в бокситах и корах выветривания Среднего Тимана. Лихачев В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 74-78. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

На основании количественных анализов впервые для данной территории выявлены обогащенные Nb коры выветривания и бокситы. Среднее содержание Nb в бокситах (65 анализов) составляет 51 г/т, но имеются залежи с содержанием в отдельных пробах до 900 г/т. Такие залежи образовались по субстрату метасоматически измененных (фельдшпатизированных) пород рифейского фундамента. На основе фазовых анализов установлены преобладающие формы нахождения Nb в бокситах и корах выветривания. Носителем Nb в бокситах являются титановые минералы тяжелой фракции, а в аллитах-глинистое вещество. Табл.2. Библиогр.-3.

УДК 549.355(470.11)

Мышьяковые минералы Пайхойско-Южноновоземельской провинции. Юшкин Н.П., Макеев А.Б. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 79-84. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

В пределах провинции обнаружены следующие минералы мышьяка: никелин, гердсдорфит, кобальтин (джулукулит), теннантит, тетраэдрит (в

том числе новая разновидность тетраэдрит — Cd), ванадиево-мышьяковый германит, реальгар, аурипигмент. Рассматриваются геологические особенности минералопоявлений и приводятся данные о составе минералов. Наиболее интересные проявления сосредоточены в северо-западной и юго-восточной приамковом частях мегантиклинория. Рис.2, табл.1. Библиогр.—8.

УДК 249.313.2(470.111)

Антимонит из рудопоявлений Канинского антиклинория. Остащенко Б.А., Майорова Т.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 85-88. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

На основании изучения физических и химических особенностей антимонита из рудопоявлений Канинского антиклинория выяснены основные закономерности формирования рудопоявлений, а также прослежена эволюция рудообразующих растворов. Установлено, что содержание примесей в антимонитах является наиболее четкой их типоморфной особенностью. Библиогр.—6.

УДК 549.514.81:552.3/4 (234.851)

Использование типоморфных особенностей цирконов для решения вопроса генезиса пород (на примере г. Юма-Мыльк, Приполярный Урал). Тимонина Р.Г. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 89-92. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Приведены результаты изучения типоморфных особенностей акцессорного циркона магматических и метаморфических пород. Сделан вывод об отнесении пород горы Юма-Мыльк к гранито-гнейсам. Рис.4. Библиогр.—6.

УДК 548.4:549.4(470.11)

Минералогия и условия формирования флюоритовых проявлений Раковского узла. Ромашкин Ю.Н. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 93-96. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Описано строение одной из метасоматических кальцит-сфалерит-флюоритовых жил, в которой встречены кристаллы флюорита, представленные комбинацией $\{100\}$ и $\{hk\}$. В кристаллах большое количество газо-жидких включений с ограниченной полостью, имеющих различные температуры гомогенизации. Высказывается предположение об условиях роста кристаллов. Рис.2. Библиогр.—3.

УДК 549.514.52(234.83)

Новые данные по минералогии северотиманских агатов. Рожкова В.В. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 97-100. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Проведено исследование агатов, собранных в базальтах и аллювий р.Белой. Термическое изучение показало, что потеря веса для кварца, выполняющего внутреннюю часть стяжений порядка долей процента, для халцедоновых разностей возрастает до 2%. ИК-спектры кроме кварцевых полос иногда содержат полосы поглощения, присущие кремню и опалу. Проведено рентгеновское изучение агатов. Отличие дифрактограмм кварца от дифрактограмм халцедона обусловлено вытянутостью волокон халцедона вдоль оси $[0001]$ и их микрокристаллическим строением. Библиогр.—5.

УДК 549.514.51

Габитус природных кристаллов кварца в связи с особенностями их зарождения и роста. Кузнецов С.К., Юхтанов П.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.101-104. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Рассматриваются вопросы зависимости габитуса природных кристаллов кварца от условий их роста и зарождения. Установлено, что большое значение в определении габитуса имеют величина затравки и степень пересыщения растворов кремнеземом. Рис.2. Библиогр.—4.

УДК 548.545

Связь геометрии скелетных кристаллов с условиями роста. Петровский В.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.105-108. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

На основе экспериментального моделирования проведено изучение роста скелетных кристаллов заданной формы, а именно перехода монокристаллического полиэдра алюмокалиевых квасцов при испарении раствора в скелетный, с последующим развитием ворончатых и коробчатых форм. Процесс кристаллизации осуществлялся на затравку, вертикально ориентированную тройной осью. Рис.1. Библиогр.—6.

УДК 548.5:536.421

Новые данные по кинетике роста кристаллов в каплях пересыщенного раствора. Асхабов А.М., Кантур В.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.109-112. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Приводятся результаты кинематографического изучения кинетики роста кристаллов алюмокалиевых квасцов в свободно испаряющихся каплях пересыщенного раствора. Показано, что при выпадении из раствора малого числа кристаллов пересыщение в течение 3-4 мин сохраняется постоянным. Установлено, что молекулярная диффузия достаточна для обеспечения роста кристаллов, размеры которых меньше 20 мкм. Для кристаллов больших размеров основную роль играет конвективный массоперенос. Рис.4. Библиогр.—5.

УДК 548.1:515.5

Стереографические проекции — графы видов симметрии кристаллов. Янулов К.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.113-117. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

С методических позиций рассмотрено применение теории графов для описания симметрии (точечных групп) кристаллов. Показано, что в качестве графа вида симметрии может быть взята гномостереографическая проекция общей формы. Точки на проекции будут соответствовать вершинам графа, а пути обхода вершин однозначно указываются элементами симметрии, стереографическая проекция которых наносится на тот же чертеж. Рис.2. Библиогр.—3.

УДК 550.8:553.982

Методика оценки погрешностей средней пористости и проницаемости и обоснование обеспеченности керном при разведке

нефтяных и газовых месторождений. Ткачев Ю.А., Кетрис М.П. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.118-124. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Изложены основные положения методики, реализованной на ЭВМ МИР-1 и МИР-2 и внедренной при разведке нефтяных и газовых месторождений Тимано-Печорской провинции. Особое внимание уделяется конкретизации условий решения задачи. Приведены алгоритм и обоснование наиболее важных моментов методики, таблица результатов практических расчетов по ряду месторождений провинции. Табл.2. Библиогр.—8.

УДК 518.5+550.8

Оптимизация обработки проб: два этапа. Шеин А.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.125-129. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.27).

Рассматривается вопрос о минимизации затрат труда при обработке геологических проб. Приводится постановка общей задачи оптимизации обработки проб. Для частного случая обработки в два этапа найдены решения, совпадающие с расчетами на ЭВМ. Табл.1. Библиогр.—8.

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Редактор Г.В.Губская
Техн.редактор М.А.Сазанская
Корректор В.А.Пименова

ЦО 4077. Подписано в печать 10/XI-78 г. Формат 70x90 ¹/16.
Уч.-изд.л. 7,94. Прив.печ.л. 10,53. Тираж 500. Заказ № 332.
Цена 55 коп.

Ротапринт Коми филиала АН СССР, Сыктывкар,
Коммунистическая, 24.