

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



• С ДНЕМ ГЕОЛОГА

2/2001

ЧИСЛОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

ПОЗИЦИЯ КРУПНЕЙШИХ РУДНЫХ РАЙОНОВ

ОБ ЭКССОЛЮЦИОННОЙ ПРИРОДЕ АЛМАЗОВ
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Постановлением Правительства РФ от 19 марта 2001 г. № 230 работе «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации — комплект карт», выполненной в Центральном научно-исследовательском геолого-разведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) МПР РФ, присуждена Премия Правительства Российской Федерации в области науки и техники 2000 г.

Авторский коллектив работы:

**Дауев Юрий Михайлович
Константинов Михаил Михайлович
Кочнев-Первухов Владимир Ильич
Кривцов Анатолий Иванович
Кузнецов Владимир Вениаминович
Матвеева Елена Вениаминовна
Мигачев Игорь Федорович
Набровенков Олег Сергеевич
Николаева Лидия Александровна
Новиков Владимир Николаевич
Риндзюнская Наталья Михайловна
Ручкин Георгий Владимирович
Черемисина Екатерина Алексеевна
Яблокова Светлана Васильевна
Яцкевич Борис Александрович**

Сердечно поздравляем авторов работы с присуждением премии, желаем им дальнейших творческих успехов в деле приумножения минерально-сырьевых богатств нашего Отечества!

Редколлегия журнала

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2001

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный

научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора), *В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев, Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян* (зам. главного редактора), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак*

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Г. С. Вартанян* (председатель редсовета), *В. И. Ваганов, Н. Н. Ведерников, И. С. Грамберг, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, В. А. Ярмолюк*

МОСКВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Антощенко-Оленев И.В.

Числовые модели рельефа и возможности выявления по ним границ литоморфных и новейших тектонических структур

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Барышев А.Н.

Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Фоменко А.Е., Сазонов В.П., Дмитраков Л.И.

Перспективы ураноносности Воронежского кристаллического массива и Подмосковного бурогоугольного бассейна

Файзуллин Р.М., Беляев Е.В., Садыков И.С.

Количественные соотношения апатитового оруденения кратонных и рифтовых рудно-формационных комплексов щитовых провинций.

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Калантар И.З., Шабанова Г.А.

Палеогеография и история геологического развития Северного Предуралья в юре и мелу.

Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М.

Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала

Гасанов Т.Аб., Алыева С.Г.

Стратиграфия отложений акчагыла и апшерона в предгорьях юго-восточной части Малого Кавказа

Вилор Н.В., Суворова Л.Ф., Костянецкая Ж.В., Кочнев А.П., Смолянский Е.Н., Гончар Г.А.

Ультрамафиты в полиметаморфическом комплексе Приолохонья

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Гусев А.И., Кузубов П.П.

Петрогенетические типы и флюидальный режим палеозойских гранитоидов Большого Кавказа 42

Войтеховский Ю.Л., Припачкин П.В.

Использование статистических методов для расчленения разреза Федорово-Панского интрузива. 48

Воробьев Е.И.

Об экссолюционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива 52

Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г.

Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р.Селенга. 57

Романов В.А.

Количественная оценка оруденения по потокам рассеяния 64

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Малов Н.Д., Пекельный В.И., Дверницкий Б.Г.

Современная геодинамика и устойчивость геологической среды в Петербургском регионе 68

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Зилинг Д.Г., Харьковина М.А., Осипук В.А.

Эколого-геодинамическая оценка юго-западной части Восточно-Европейской платформы 71

РЕЦЕНЗИЯ

Оганесян Л.В.

Кто есть кто: геологи и горные инженеры России 77

90-летие Льва Исааковича Красного. 79

К 90-летию Ефросиньи Антоновны Балашовой 80

К 90-летию Александра Леонидовича Яншина 81

Редакция: *Р.В.Добровольская, М.В.Рогачева*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Подписано в печать 31.03.2001. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография
103051, Москва, Цветной бульвар, 30

Числовые модели рельефа и возможности выявления по ним границ литоморфных и новейших тектонических структур

И.В.АНТОЩЕНКО-ОЛЕНЕВ

В 80-х годах в некоторых наших публикациях [1–5] рассматривалась технология автоматического геологического дешифрирования. Мы не хотели открыто говорить об этом и в названиях статей, докладов использовали слово *автоматизация*. Кроме отчетов о результатах работ по этой тематике, что выполнялись в Казахстанской аэрогеолого-геофизической экспедиции ПГО «Казгеофизика» с 1980 по 1986 г., технология автоматического геологического дешифрирования наиболее полно была описана в двух публикациях [3, 4]. Сама же работа не была завершена по ряду причин, главная из которых — отсутствие устройств, позволяющих быстро получать числовые модели рельефа и яркостных картин местности хорошего качества. Для решения задач геологического дешифрирования нужны были гораздо более мощные ЭВМ, чтобы конкурировать с квалифицированным геологом-дешифрировщиком. Тогда мы полагали, что для автоматического дешифрирования были бы достаточны ЭВМ, позволяющие выполнять хотя бы 100 млн. операций в секунду при соответствующей оперативной памяти. Многие исполнители работ после их прекращения в Казахстане долгое время надеялись вернуться к прерванному исследованию, но в начале 90-х годов поняли, что закончить их не сумеют. Более поздние размышления позволили сделать вывод, что технология может быть проще. О характере изменений в технологической схеме и их обосновании говорится в данной статье. Преобразования стереомоделей рельефа земной поверхности, полученные в пространстве фотограмметрических приборов, в числовые дискретные модели (ЧДМ), записанные на магнитных носителях, сейчас обычны. Мы также имели ЧДМ, полученные много медленнее, чем это делается теперь, но не могли использовать все их свойства при анализе рельефа земной поверхности.

По сути, мы только автоматизировали работу, что привыкли делать вручную при анализе топографических карт при поисках тектонических структур по методу В.П.Философова или других методов и методических приемов, пригодных для выявления границ выходов геологических тел различных природы и свойств. При этом искали способы борьбы с возможными искажениями структуры поверхности при интерполяции данных [1], когда по ЧДМ в автоматическом режиме строили модели тальвегов, водоразделов разных порядков, различных перегибов земной поверхности. Трудно было отказаться от привычной последовательности анализа. Видимо, это требовалось для себя и коллег, чтобы самим убедиться в реальности связей тех или иных характеристик рельефа со свойствами геологической среды. Потребовалось время, чтобы пришла уверенность: можно отказаться от одной из технологических цепочек, которая прежде была чуть ли не самой главной.

Уверенность основана на том, что считавшиеся второстепенными для анализа элементы (невооруженному ЭВМ человеку сложно учесть все связи их параметров) —

следствие развития эрозионных бассейнов, и их параметрами может быть описана структура эрозионной сети. Сама эрозионная сеть (тальвеги, узкие ленты днищ долин) занимает только самую малую часть земной поверхности, тогда как междуречные пространства составляют основную часть континентов. Поэтому объективно структура междуречий должна нести наибольший объем сведений как о тектонических деформациях земной поверхности, так и распределении неоднородностей в геологической среде, климатических условиях моделирования поверхности. При анализе междуречных пространств нельзя отказываться от учета порядков рельефа. И хотя строго разграничить их по содержащейся информации нельзя, некоторые информационные пределы можно обозначить. Во-первых, из-за постоянного взаимодействия литосферы с внешними средами (атмосферой, поверхностными гидро- и криосферами) неразрывная совокупность элементов поверхности первого порядка (реальный рельеф земной поверхности) на большей части площади экзогенная. Тектонические поверхности существуют обычно в районах катастрофических землетрясений в течение очень ограниченного времени. Другие — эндогенного происхождения — иногда могут без существенных разрушений существовать относительно долго. Например, невысокие шлаколавовые конусы, соразмерные с элементами экзогенной природы (бассейн р.Джида, Витимское плоскогорье), сохраняются как формы сотни тысяч лет [5].

Крутизна поверхностей первого порядка (элементарных). От характера уклонов зависит, будут ли склоновые процессы азональными или предопределены климатическими условиями. Варианты распределения азональных процессов многообразны. Например, в результате тектонической деформации участка земной поверхности на всем протяжении развитой на нем эрозионной сети спровоцировано интенсивное расчленение субстрата, на склонах преобладают гравитационные процессы. На начальных стадиях гравитационные поверхности могут распространяться только в нижних частях обоих склонов долин, начиная с долин n -го порядка и выше. Междуречья выше этого пояса могут быть плоскими, всхолмленными и горными, но с крутизной склонов менее минимального угла, характерного для гравитационных. Азональность гравитационных процессов условна, т.к. в определенной степени на крутизну осыпей и интенсивность осыпания влияют и климатические условия. Хотя в большей степени углы осыпей все-таки зависят от таковых внутреннего трения обломочного материала в осыпных скоплениях. Тектонические деформации разных участков земной поверхности можно сравнивать, используя соотношения площадей с проявлением азональных и зональных склоновых процессов. Первые развиваются при углах более 32° (в случаях выходов филлитов более 26°), вторые — менее 26° . Суммируя площади деструкции и накопления, к которым приурочены проявления азональных

и зональных процессов раздельно, и сравнивая полученные суммы, можно составить представление о тектонической активности разных участков.

Районирование земной поверхности на основе уклонов, характерных для зональных процессов, трудно реализуемо. Их диапазоны непостоянны и различаются при смене растительного покрова. Например, для пустынь, полупустынь и даже сухих степей характерен слабый плоскостной смыв до 3° . В пределах разнотравных (дерновинных) степей, исключая пахотные земли, он может проявляться при уклонах до 17° . В лесах со слабым задернением склоновые процессы проявляются сходно с таковыми в сухих степях (от 4 до 9° — плоскостной, участками линейный смыв; от 10 до 17° — ведущим становится линейный смыв; кроме того, в лесах участками проявлен искоренный снос).

Элементарные поверхности на выходах одинаковых типов горно-породных тел могут иметь любые уклоны, но при их массовых определениях выделяются максимумы частоты встречаемости крутизны, характерные для определенных групп пород. Так, на выходах песчано-глинистых толщ максимум соответствует 5° ; для выходов кристаллических известняков, некоторых разновидностей конгломератов — 13 – 16° . Примерно то же отмечено для выходов тел палеотипных эффузивов. И так далее. Сами по себе уклоны поверхности не могут помочь индентировать горно-породные тела, хотя могут использоваться при опознании границ выходов геологических тел с разной денудационной устойчивостью [6]. Наиболее ясно различия уклонов выражены на границах выходов разных тел. Районирование территории по уклонам для выделения полей, принадлежащих выходам разных по денудационной устойчивости тел, не может выполняться по заданным априори уклонам. Они определяются после статистического анализа уклонов и выявления характера их распределения.

Таким образом, использование сведений об уклонах может преследовать разные цели. Во-первых, районирование территории с оценкой степени уравновешенности геологических масс в положительных формах рельефа, что позволяет обозначить районы с разной интенсивностью вертикальных деформаций земной поверхности. Здесь достаточно ограничиться выявлением участков территории, где уклоны принадлежат двум диапазонам: от 0 до 32 (26) $^\circ$ и от 26 (32) $^\circ$ и более. Во-вторых, районирование с выделением литоморфных структур. Для этого на изучаемом участке модели земной поверхности выполняется статистический анализ распределения уклонов. Его результаты закладываются в основу районирования данного участка.

Распределение поверхностей первого порядка. На однородном субстрате и одной и той же стадии расчленения поверхности глубины вреза долин первого порядка или длины элементарных склонов будут статистически равны. При этом элементарные склоны будут мельче на субстрате с меньшей эрозионной устойчивостью и, наоборот, крупней — на более устойчивых. В композициях элементарных склонов заложена также информация о симметрии эрозионной сети. Привычный показатель густоты расчленения может быть успешно заменен площадью горизонтальных проекций элементарных склонов. Эта характеристика наиболее постоянна. Даже на уже выровненной поверхности могут реально сохраняться каналы поверхностного стока прежнего рисунка. Если глубина расчленения во времени может как возрастать, так и уменьшаться, т.е. собственная площадь эле-

ментарного склона изменяется, тогда как его проекция остается постоянной. Говоря об относительной устойчивости субстрата воздействию эрозии, для ее сравнения достаточно использовать проекцию элементарных склонов на выходах различных геологических тел. Хотя в каких-то случаях изменение этого параметра может быть обусловлено и различной водопроницаемостью субстрата. Как заменитель показателя глубины расчленения можно использовать высоту элементарных склонов, которая, с одной стороны, в значительной степени зависит от денудационной устойчивости субстрата, а, с другой, указывает на степень тектонической деформации расчленяемой поверхности, хотя частью отражает и эрозионную устойчивость субстрата. Вообще же любые морфометрические показатели рельефа всегда зависят от множества причин.

Для анализа распределения элементарных поверхностей на основе ЧДМ необходимо построить математическую модель реального рельефа, ограничив и описав элементарные склоны, сравнить их между собой.

Свойства геологической среды в условиях земной поверхности. Практически любой массив горных пород — физически неоднородная среда. Только рыхлый и слабо связный осадок может быть в условиях земной поверхности однородным. Литифицированные и кристаллические породы однородных состава и структуры будут в этих условиях квази-изотропны только в целике (блоке отдельности), выходы же их тел на поверхность из-за развитых в них трещин всегда анизотропны. Изменчивость горных пород внутри массива делает его еще более неоднородным. Структура земной поверхности (ее рельеф) в определенной степени отражает сложную картину распределения таких свойств субстрата, как физико-механические, водно-физические и др.

Анизотропия (трансверсальная, ортогональная и пр.) субстрата при разных типах экзогенных процессов отражена в структуре земной поверхности по-разному. Это зависит от того, какие свойства геологической среды в данных условиях могут быть проявлены. Например, при формировании эрозионной сети на выходах сложно-дислоцированных метаморфических толщ ее строение будет зависеть от частоты сгущений трещин, их ориентировки и будет отражать анизотропию решетчатого типа. В результате склонового смыва может проявиться анизотропия субстрата, обусловленная распределением мелких вещественных неоднородностей в толще. Изменения свойств субстрата могут привести к неравномерному изменению структуры поверхности.

В большей степени, чем свойства субстрата, на скорость моделировки поверхности влияет неравномерность тектонической деформации земной поверхности. Образующие в результате этого различия в структуре поверхности отражают анизотропию распределения скоростей деформации.

Тела литифицированных и кристаллических пород всегда разделены на элементарные блоки и представляют собой системы плотно упакованных статистически одномерных блоков отдельностей. Для пластовых тел даже установлена эмпирическая зависимость частоты внутрипластовых трещин от мощности пласта. Она для разных пород в общем виде выражена единой функцией, петрографические же особенности пластов отражены соответствующими коэффициентами [7]. Если блок отдельности обозначить точкой, например, совпадающей с его центром тяжести, то системы точек, принадлежащих разным телам, будут различаться. В принципе, точечная структура пласта отличается от таковой изометрического

массива только характером расположения узлов объемной решетки. В самом процессе формирования интрузивного массива или лавового покрова, потока, осадочного слоя, пласта проявлена идея параллельного переноса (трансляции). В одном случае — вдоль поверхности экзоконтакта и относительно поверхностей движения магматического расплава в очаге; в другом — движения лавы по земной поверхности; в третьем — выпадение взвешенного или влекомого по дну материала из водного потока. И так далее.

Любые реальные структуры, возникающие в результате деформации слоев, пластов, пачек, толщ, можно представить как результат трансляции элементарных ячеек — разной геометрической формы блоков. Кроме параллельного переноса вдоль кривых и плоских направляющих в геологических телах обычны проявления симметрии подобия (например, при выклинивании пластового тела).

Все эти свойства геологической среды в определенных условиях отражены в рельефе земной поверхности. В нем проявляются различия формы и размеров объемных структурных единиц вещественно неоднородного геологического пространства в срезе земной поверхности, перемены комбинаций структурных единиц и т.д.

Отражение в рельефе земной поверхности свойств геологической и пограничных с ней сред. Понятно, что не только свойства субстрата и тектонические деформации поверхности раздела сред, но и свойства внешних сред определяют структуру земной поверхности. Последняя образуется неразрывной совокупностью элементарных поверхностей разной формы, размеров, экспозиции, крутизны, кривизны (от плоских до плавно вогнутых и выпуклых). В местах их сопряжений образуются линии перегибов, вдоль которых изменяются простые функции, описывающие каждую из элементарных поверхностей, и точки схождения этих линий — вершины и антивершины. По-видимому, анизотропия рельефа любого участка поверхности может определяться как по распределению всей совокупности свойств образующих его элементов, так и изменениям характера размещения в пространстве только отдельных из них. Например, точек вершин, чьи позиции оцениваются расстояниями между соседними (в проекции на горизонтальную плоскость) направлениями изменений высот и их амплитуде, определяя векторы изменения тех или иных параметров. Анизотропию можно оценивать и по характеру изменений площадей, формы элементарных склонов, их высот, уклонов и т.д. То есть, имея массив регулярных дискретных точек высот, можно провести анализ структуры земной поверхности с выделением литоморфных и тектонических элементов, не прибегая к ее преобразованию в серию моделей с привычными для нашего восприятия системами линий эрозионной сети, водоразделов, перегибов скатов и, наконец, в картинку, изображающую рельеф земной поверхности в виде изогипс.

При формировании эрозионной сети структура поверхности Земли приобретает элементы симметрии «листа». Симметрия гидросети накладывается на симметрию геологической среды, позволяя проявляться только тем элементам последней, которые в какой-то степени совпадают с элементами симметрии речной сети. В свою очередь некоторая часть тектонических деформаций земной поверхности определенной интенсивности подчиняет распределение бассейнов стока своей структуре. На скатах тектонических неровностей влияние эрозионных процессов на структуру поверхности может быть более сильным, чем сопротивление пассивных неод-

нородностей субстрата. Со временем влияние последних возрастает и приводит к образованию уже на скатах отпрепарированных ранее геологических тел новых эрозионных форм, рисунок которых аномален в структуре эрозионной сети ската тектонического поднятия. Чтобы разделить структуры поверхности, обусловленные разными причинами, надо провести ряд последовательных аппроксимаций числовой модели рельефа.

Сначала аппроксимируется первичная точечная модель участка рельефа. После этой операции модель будет представлена совокупностью плоскостей и гладких кривых элементарных поверхностей. Это упрощенная математическая модель реального рельефа. При дальнейших аппроксимациях используются только точки вершин. Последовательно: вторая аппроксимация по вершинам реального рельефа, последующая — по вершинам предыдущей модели и т.д., пока участок земной поверхности, точечная модель которого анализируется, не будет нести следов явного эрозионного расчленения. Конечную модель с определенной долей условности можно считать моделью тектонических неровностей данного участка. Второй этап анализа начинается с районирования аппроксимированной модели рельефа первого порядка на основе учета размеров элементарных поверхностей, их формы, кривизны, а также выявления устойчивых сочетаний простейших форм и границ полей, зон их распространения. Наложив границы зон, полей с разным характером рельефа на модель тектонических неровностей, дается толкование причин анизотропии рельефа.

Конечно, предлагаемая схема анализа ЧДМ рельефа упрощена, и исследователей, взявшихся за ее реализацию, ждут различные трудности. Математики, работавшие над программными средствами для анализа числовых моделей рельефа и ярких картин местности с целью геологического дешифрирования, испытали это на себе неоднократно. Одна из возможных сложностей — проявление конвергенции. Учитывая это, на основе данных прошлых исследований надо составить представление о типе поверхностной структуры анализируемого участка: конструктивная или деструктивная; деструктивная на рыхлом или слабо литифицированном основании; деструктивная на литифицированном и кристаллическом основании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голда Я.В. Автоматизированное описание и анализ структуры земной поверхности по материалам аэрофотосъемок // Автоматизированные системы обработки изображений АСОИЗ-86: Тез. докл. 2 Всес. конференции. Львов, сентябрь 1986 г. М., 1986. С. 192—193.
2. Антощенко-Оленев И.В., Голда Я.В., Коростелев В.А. Один из подходов к созданию автоматизированной системы дешифрирования аэрофотоснимков // Автоматизированная обработка данных аэрокосмических съемок при геологических исследованиях. Л., 1983. С. 136—142.
3. Антощенко-Оленев И.В., Голда Я.В. Методология автоматизации геологического дешифрирования // Советская геология. 1986. № 8. С. 7—15.
4. Антощенко-Оленев И.В. Выбор технологической схемы геологического дешифрирования для автоматизации // Методы дистанционных исследований для решения природо-ведческих задач. Новосибирск, 1986. С. 128—132.
5. Антощенко-Оленев И.В. Реки и тектонические разрывы // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 31—34.
6. Деструктивный рельеф как источник информации о геологическом пространстве / Сост. И.В. Антощенко-Оленев. — М.: Недра, 1989.
7. Симметрия структур геологических тел. Вып. 2. Симметрия деформационных структур геологических тел и структур рудных объектов // Тез. докл. Всес. науч.-техн. совещ. (13—15 окт. 1976 г.). Л., 1976.

Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли

А.Н.БАРЫШЕВ (ЦНИГРИ)

Под адвективными структурами Земли понимаются ее тектонические и тектономагматические образования, происхождение которых связано с адвекцией, т.е. гравитационным всплыванием и распространением в стороны разуплотненных масс. Иначе, адвекция — ограниченная по фазе развития конвекция. Адвективная и конвективно-диапировая геодинамика — практически синонимы.

Физические основы протекания конвекции и адвекции в Земле получили теоретическое и экспериментальное обоснование в работах Е.В.Артюшкова, Х.Рамберга, А.М.Сычевой-Михайловой, М.А.Гончарова, В.П.Трубицына и др. Наглядно этот процесс демонстрируется тектонофизическими моделями (рис. 1). На них хорошо видно периодическое повторение адвективных ячеек в пространстве.

Конвективно-диапировая (адвективная) геодинамика формирует фрактальную систему глубинных поднятий и диапиров на фоне последовательного снижения вязкости и увеличения разуплотнения глубинных масс. При этом системы II и III порядков (поперечником соответственно первые тысячи и первые сотни километров) развиваются в твердопластичном (домагматическом) состоянии и лишь с систем IV порядка (поперечником десятки километров) начинается развитие магматических очагов.

Подъем разуплотненных глубинных масс, обладающих большей плотностью по сравнению с таковой верхней части земной коры, приводит не только к размыву последней, но и расползанию в стороны (спредингу). При этом сокращение мощности верхней коры превосходит амплитуду подъема глубинных масс вследствие компенсации возрастающего гравитационного потенциала. Это приводит к снижению литостатического давления (декомпрессии) глубинных масс, их частичному плавлению, флюидизации и, как следствие, снижению плотности и вязкости. Последнее в свою очередь приводит к развитию фрактальной системы вало- и куполообразных поднятий: на крупном куполе вырастает серия более мелких, а на каждом мелком — серия еще более мелких (таблица).

Данные таблицы опираются на размеры установленных геофизическими и геологическими методами поднятий астеносферы под окраинными морями, крупных магматических очагов, однокорневых лакколитов, экструзивов, на расстояния между крупными вулканами, определения вязкости астеносферы и кремнекислых магм (в таблице они подчеркнуты). Прочие размеры рассчитаны на основе анализа формулы Рэлея:

$$R = \frac{\Delta \rho g h^3}{a \eta}, \quad (1)$$

где R — критическое число Рэлея; $\Delta \rho$ — разуплотнение; g — ускорение силы тяжести; h — мощность конвектирующего слоя; a — коэффициент температуропроводности; η — динамическая (эффективная) вязкость.

В числителе формулы, характеризующем архимедову силу, содержатся параметры, которые способствуют нарушению устойчивости, приводящему к конвекции, а в знаменателе — препятствующие этому. Стремление к всплыванию осуществляется в форме волн. При малой

архимедовой силе образуются волны одного направления, и всплывание происходит в виде валов. Эта неустойчивость определяется первым критическим числом Рэлея R_1 . Значение первого числа зависит от того, свободными или несвободными (прилипшими) являются границы адвектирующего слоя. При обеих свободных поверхностях $R_1=660$, при прилипшей нижней $R_1=1100$, при обеих несвободных границах $R_1=1700$ [4–6]. При увеличении неустойчивости образуются волны

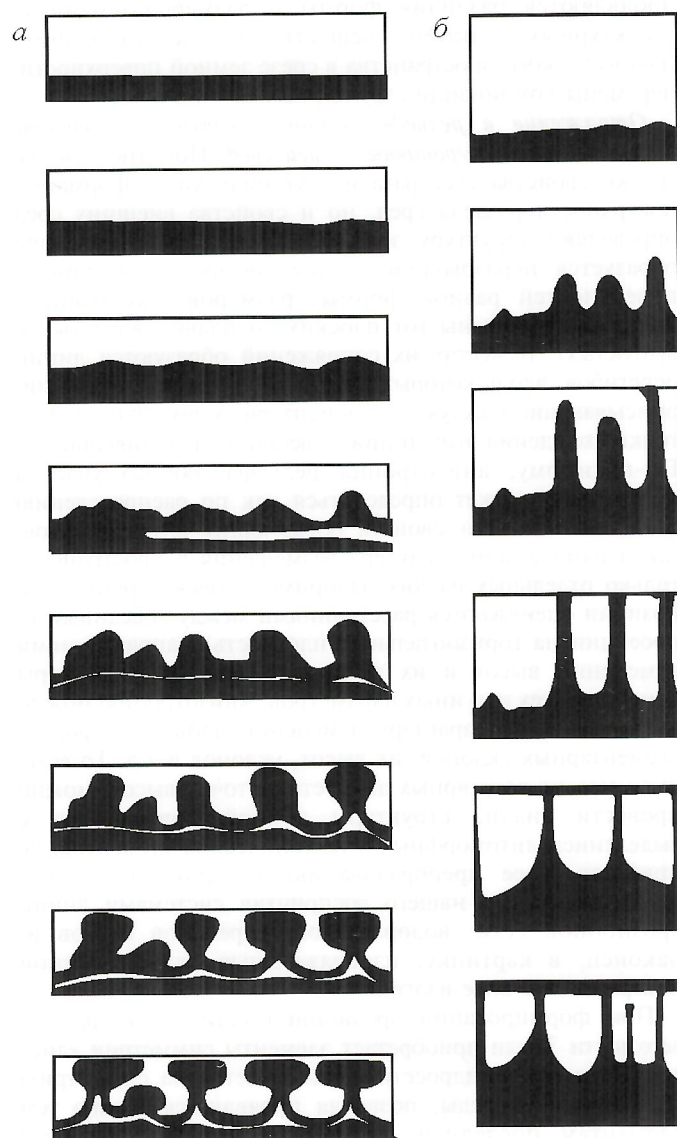


Рис. 1. Последовательность перемещения двух вязких сред разной плотности под действием силы тяжести; рост валообразного поднятия и развитие на нем адвективных колонн и куполов:

a — нефть под покрывающим слоем сиропа, по работе [7]; b — битум под покрывающим слоем патоки, по работе [8]

Размерный порядок	Структурный элемент Земли (его тип)	Природа конвективной (адвективной) ячеи	Вязкость адвектирующего слоя, пуаз	Перекрывающий слой	Предполагаемая вязкость перекрывающего слоя на контакте с адвектирующим слоем, пуаз	Размер (диаметр) поднятия или диапира, км	Шаг между центрами диапиров, км	Мощность поднимающегося слоя, км
I	Океан (глобальный)	Тепловой конвективный поток в жидком ядре Земли	—	Мантия	10^{25}	—	До 11 500 при четырех ячеях	—
II	Окраинное море, своло-глыбовая область на континенте (провинциальный)	Адвекция астеносферы	$10^{20} - 10^{21}$	Литосфера	10^{22}	1000—2000	1000—2000	200—300
III	Глубоководная котловина окраинного моря, поперечный сектор геосинклинали (региональный)	Адвекция верхней части астеносферы	$10^{17} - 10^{18}$	Разогретая литосфера	$10^{19} - 10^{20}$	50—150	200—350	30—60
IV	Первичный мантийно-коровый магматический очаг и надочаговая область (очаговый)	Адвекция субсолидных магм и гипербазитового рестиа	$10^{14} - 10^{15}$	Разогретая земная кора	$10^{16} - 10^{17}$	10—30	30	2—10
V	Камера магматического очага и связанный с ней шток или экструзив (камерный)	Адвекция разуплотненных выплавок в коровом базитовом очаге	$10^{11} - 10^{12}$	Разогретая трещиноватая земная кора	$10^{13} - 10^{17}$	0,5—3,5	1—3,5*	0,2—1
VI	Мелкий магматический шток-апофиза (апофизный)	Адвекция флюидонасыщенных магм апикальных частей камер	$10^8 - 10^9$	То же	$10^{13} - 10^{17}$	0,1—0,3	0,3*	0,02—0,1

*Может существенно искажаться при наличии разрывов в породах кровли.

нескольких направлений, интерференция которых обуславливает всплывание разуплотненных масс в виде ячей или колонн. Эта обстановка характеризуется вторым критическим числом Рэлея $R_2 \approx 10^4$.

Из формулы (1) следует, что в подобных процессах конвекции (адвекции)

$$C_a C_\eta = C_{\Delta p} C_h^3 C_g, \quad (2)$$

где C — соответствующие упомянутым выше индексам коэффициенты подобия. В гравитационном поле (в отличие от центрифуг) $C_g = 1$. Коэффициент температуропроводности горных пород a изменяется незначительно $(6 \div 13) 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ [12]. Поэтому с точностью до десятикратного порядка можно принять $C_a \approx 1$. С той же точностью можно считать $C_{\Delta p} \approx 1$. Отсюда

$$C_h^3 = C_\eta. \quad (3)$$

То есть в подобном процессе увеличению линейного размера на один порядок соответствует увеличение вязкости на три порядка.

На рис. 1 видно, что морфологическое подобие поднимающихся куполов требует учета времени адвекции, а расстояния между их центрами не изменяются с самого начала процесса. Из таблицы видно, что вязкостям, отвечающим субсолидусному состоянию вещества и магмам, соответствуют купола IV—VI порядков, т.е. размером по латерали не более нескольких десятков километров (IV), первых километров (V) и сотен метров (VI). Для сравнения отметим, что вязкость льда составляет около 10^{13} пуаз.

Адвективные купола образуют цепочки со звеньями через определенные расстояния (шаг) для каждого размерного порядка систем. Наиболее четко эти закономерные расстояния присущи системам IV порядка — магматическим очагам и надочаговым структурам, которые в разных геологических ситуациях сходны и составляют около 30 км либо значительно больше, но кратные сходному размеру шага (при недоразвитости части очагов).

Единство расстояний между очаговыми структурами обусловлено волновой природой зарождения адвективных ячеек. Причина этого явления охарактеризована Х.Рамбергом [7]. Если слой вязкого вещества перекрыт слоем с большей плотностью, то на поверхности их соприкосновения возникают волнообразные коробления. При этом в зависимости от соотношений вязкостей, плотностей веществ нижнего и верхнего слоев, их мощностей существует доминирующая длина волны, обеспечивающая наибо́льший, по сравнению с волнами иной длины, рост купола на ее гребне.

О закономерном, через определенные расстояния, размещении магматических очагов можно судить по позиции крупных вулканов и наиболее крупных одно-корневых плутонов. Так, крупные палеовулканические сооружения с базальтоидными центрами, контролирующими колчеданосные рудные узлы (вулканогенно-рудные узлы), в разных колчеданосных поясах расположены через расстояния около 30 км или кратные этой величине (рис. 2, 3).

Такой же закономерностью характеризуются расстояния между крупными вулканами на отдельных океанических хребтах (поднятиях). Например, на Галапагосском срединном хребте расстояния между соседними вулканами составляют (в км): Феркудина—62—Санто-Томас—87—Санта Мария; Вулф—21—Дарвин—28—Альседо—120—Санта Мария; Серро-Асуль—32—Санто-Томас; Сан-Сальвадор—62—Санта Крус—35—Санта Фэ—68—Эспаньола; Санта Фэ—60—Сан-Кристобаль (сумма кратна 30,3 км).

На Гавайском внутриплитном поднятии аналогичные расстояния следующие (в км): центр калдеры

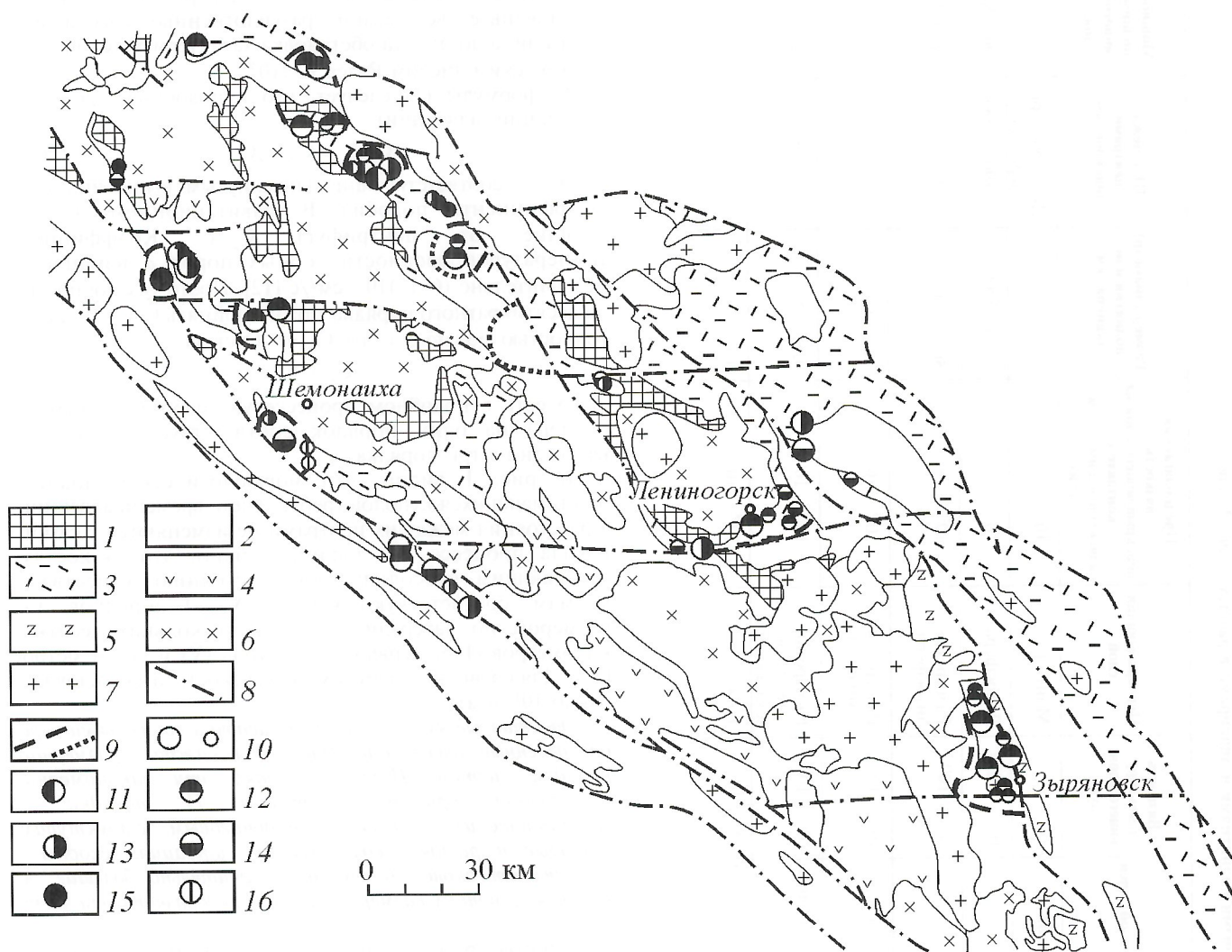


Рис. 2. Узловое размещение месторождений колчеданного семейства на Рудном Алтае:

1 — додевонское основание вулканических поясов; 2 — нерасчлененные осадочные формации; вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации девона: 3 — базальт-риолитовая, 4 — андезитодацитовая, 5 — андезитобазальтовая; 6 — группа гранитоидных формаций от среднего палеозоя до перми; 7 — позднепалеозойские калиевые граниты; 8 — тектонические разрывы; 9 — ориентировочные контуры вулканогенно-рудных узлов (а — установленных, б — прогнозируемых погребенных); 10 — размеры месторождений (а — значительные, б — незначительные); месторождения колчеданного семейства: 11 — барит-полиметаллические, 12 — полиметаллические, 13 — переходные колчеданно-полиметаллические, 14 — колчеданно-полиметаллические, 15 — медноколчеданные; 16 — скарново-полиметаллические рудопрооявления

Киლაуэа—30—Мауна-Лоа—28—Халалаи; Мауна-Лоа—30—Мауна-Кеа—27—Кохала—66—Халеакало—26—Ваилуку—26—Камакоу; Каала-Ваианаэ—26—Дайемонд-Хэд; от влк. Кахалави к северо-западу вулканы расположены через 30 и 33 км (сумма кратна 29,3 км). На закономерности расстояний между вулканами Гавайских островов впервые обратил внимание У.Грин в 1875 г.

На внутриплитном архипелаге островов Зеленого Мыса расстояния между вулканами следующие (в км): Брава—30—Фогу—60—кальдера Антония—30—Маю (группа Подветренных островов; сумма кратна 30 км); Топиди-Кора (Санту Антан)—27—Сан-Висенти—20—Санта Луизия—35—Сан-Николау—120—Бровишта (группа Наветренных островов; сумма кратна 29 км);

Канарские острова: Ла-Кальдера—50—Гомера—30—Пико-де-Тейде—60—Посо-де-лас-Ньевес (сумма кратна 28 км); Маскаренские острова: Питон-де-Неж—30—Фурнез; Флиндере—39—Питон—28—Питер Бот (сумма кратна 32,3 км). Измерения сделаны по картам из работы [1].

Отмеченная универсальность расстояний между вулканами в разных океанических областях свидетельствует об иллюзорности концепции Дж.Вилсона и Дж.Моргана относительно единой постоянной горячей точки, определяющей развитие серии вулканов Гавайского и Императорского хребтов при движении Тихоокеанской плиты сначала в интервале 78—42 млн. лет в северо-западном направлении, а потом при резкой смене на 55° (!) в запад-северо-западном направлении. Наиболее вероятная причина последовательного омоложения вулканов по простиранию хребтов — разная скорость роста или время зарождения адвективных ячеистых поднятий на мантийном вале. Подобное явление можно видеть на модели (см. рис. 1).

Рассматриваемая закономерность характерна и для других геологических обстановок. Так, среднее расстояние между крупными кальдерными вулканами Камчатки, по данным С.А.Федотова [11], составляет 29 км. Сходный 30-километровый шаг намечен для крупных магмато-

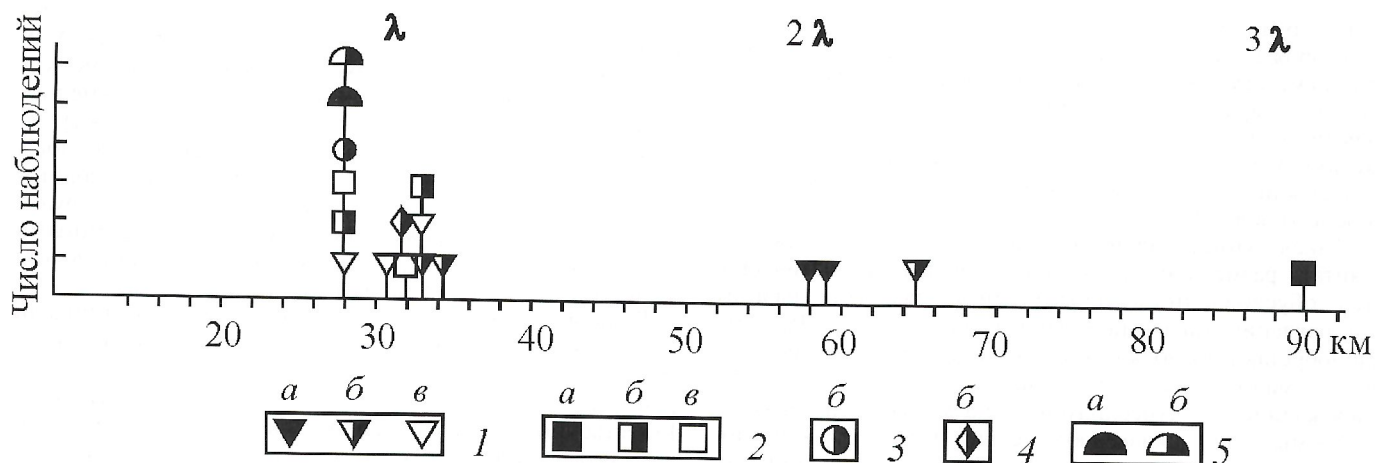


Рис. 3. Расстояния между центрами колчедановых вулканогенно-рудных узлов:

1 — Южный Урал; 2 — Рудный Алтай; 3 — Большой Кавказ; 4 — Чингиз; 5 — Юго-Западный Гиссар; расстояния: *a* — между узлами с фиксированными центрами, *б* — между узлом и фрагментом другого узла, *в* — между фрагментами узлов, в которых центры четко не фиксированы

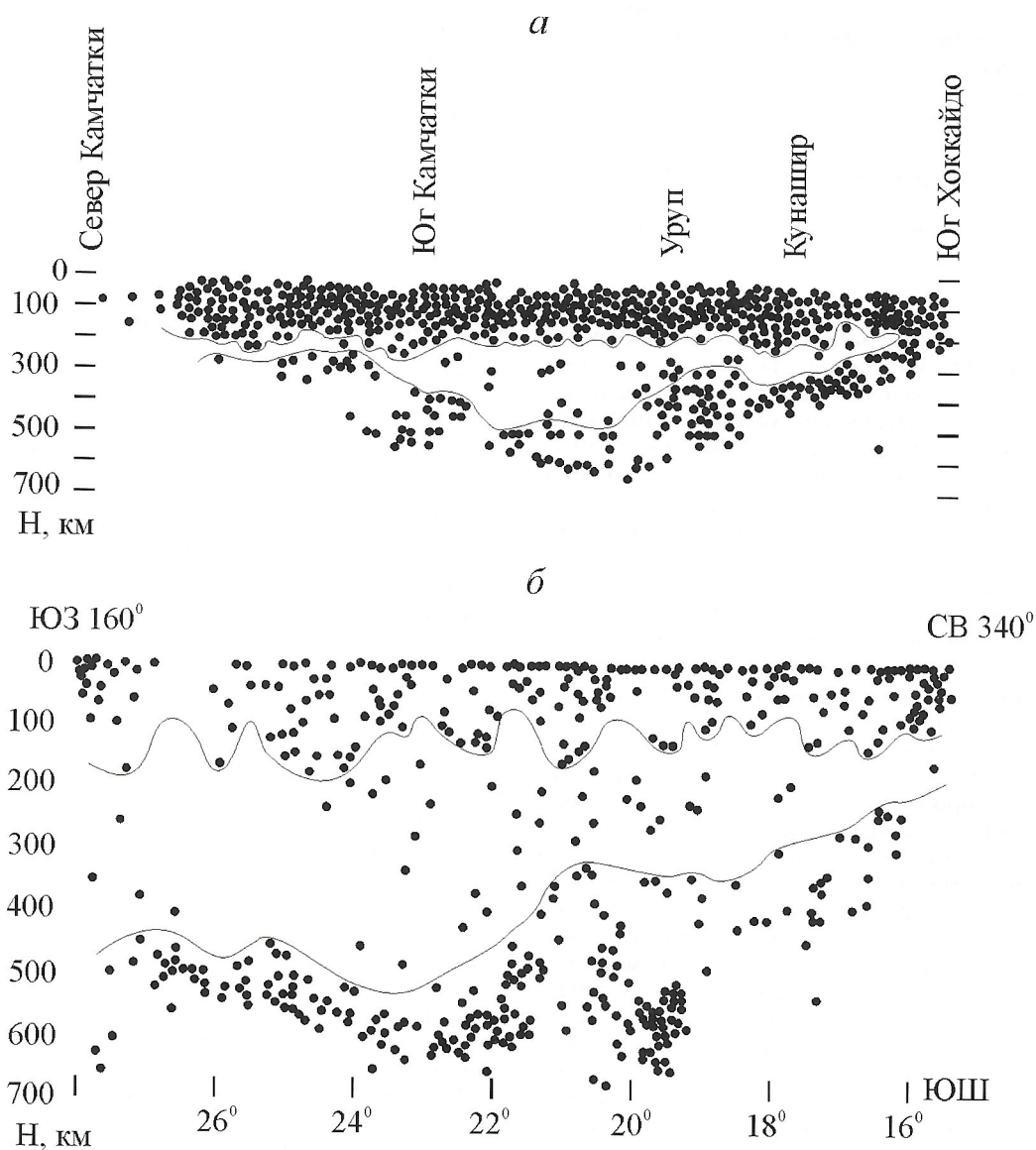


Рис. 4. Положение очагов землетрясений на вертикальной проекции вдоль простираний островных дуг Курило-Камчатская (*a*), по работе [10], и Тонга (*б*), по работе [9];

линиями нами намечены контуры астеносферы [2]

генно-рудных узлов Восточно-Уральского поднятия с месторождениями медно-железо-скарновыми и золото-рудными (Турьинская группа, Воронцовское, Масловское и др.), характеризующими металлогению девонского краевого вулканно-плутонического пояса. Тот же шаг характерен для дунит-перидотитовых «ножек» лакколитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала.

Такая универсальность расстояний не позволяет считать размещение вулканов и крупных магматических тел обусловленным пересечением разломов разного направления, как считают многие исследователи. Разломы приобретают подводящую и локализирующую роль лишь для магм малой вязкости в надочаговых областях. На зарождение же субсолидных магм высокой вязкости разломы не оказывают существенного влияния. Значительно более важный фактор, определяющий этот геологический феномен, — адвекция, регулируемая волновыми осложнениями в гравитационно неустойчивой среде.

На больших территориях, отвечающих металлогеническим провинциям и поясам, существуют латеральные неоднородности в тектоносфере, периодически повторяющиеся в пространстве, в которых наиболее интенсивно проявляется эндогенная активность, приводящая к развитию серии наиболее крупных магматических очагов и соответствующих им магматогенно-рудных узлов. Эти территории предлагается именовать металлогеническими суперрайонами.

К выделению суперрайонов побудил теоретический анализ таблицы адвективных куполов, ранжированных по размерам. Последующий анализ реальной геологии подтвердил правомерность их выделения и генетический смысл.

Теоретически следует ожидать наиболее интенсивную адвекцию от положительных фаз волнообразно неоднородной поверхности астеносферы, т.к. мощность питающего слоя в третьей степени входит в числитель формулы Рэлея, описывающей условия конвекции (адвекции). Такими неоднородностями могут быть адвективные ячеи III размерного порядка (см. таблицу). Волнообразные поднятия такого размера могут быть намечены в активных окраинах континентов по разуплотнению очагов землетрясений на их вертикальной проекции на фоне астеносферных линз II размерного порядка (рис. 4). Если один из факторов рудной продуктивности магматизма — интенсивность его проявления, то должны существовать «всплески» в размещении эндогенных месторождений, обладающих суммарно наибольшими запасами металлов.

Для проверки этой концепции выбран Уральский металлогенический пояс, а в нем наиболее крупные эндогенные месторождения меди и золота или сближенные группы более мелких месторождений (рис. 5). В связи с тем, что расстояние между смежными магматогенно-рудными узлами составляет около 30 км, то в полосу предположительно наиболее продуктивных включено от двух до пяти смежных по простиранию пояса узлов, т.е. ширина полосы составит от 60 до 150 км. Вкрест простирания число узлов не ограничивалось. Сначала были намечены Гайско-Подольская, Верхнеуральско-Учалинско-Кочкарская и Дегтярско-Березовская полосы. Измеренное расстояние между центральными линиями полос составило 290—300 км. Далее расстояние проэкстраполировано к северу и югу. Наместились полоса Ауэрбаховская с повышенной золотоносностью в Воронцовском золото-сульфидном и серии медно-железо-скарновых золотоносных месторождений Турьинской группы. Далее к северу оси полос попали на районы с повышенной россыпной золотоносностью Северо-

Сосьвинский и Кожимский с мелкими коренными рудопроявлениями. Еще севернее полоса отвечает Харбейской площади, где пока выявлены лишь мелкие месторождения и рудопроявления (золото-медно-скарновые, золото-кварцевые и россыпи). К югу от Гайско-Подольской полосы ось следующей полосы попала на наиболее крупное здесь Юбилейное золото-рудное месторождение, окруженное серией рудопроявлений. В промежутках между выделенными полосами запасы и ресурсы месторождений меди и золота существенно уступают таковым в пределах полос.

В изображенные на рис. 5 единые суперрайоны попали месторождения, принадлежащие разным рудным формациям, к тому же охватывающие интервал времени от раннего силура до раннего карбона включительно. Естественно, возникает вопрос: насколько правомерно выделять глубинные геологические структуры (астеносферные поднятия), которые определяют размещение разнотипных и разновозрастных магматических очагов, определяющих образование данных месторождений? Тектонофизическим обоснованием правомерности такого объединения может служить следующий тезис.

Длительность развития соответствующих фаз адвекции в подобном процессе возрастает на два порядка при увеличении размеров системы на один порядок (при коэффициентах подобия температуропроводности, разуплотнения, ускорения силы тяжести, близких к единице).

Иначе говоря, адвективные поднятия астеносферы с вязкостью около 10^{17} пуаз (III размерный порядок систем) на начальных фазах развиваются в 100 раз более длительно, чем поднятия с вязкостью 10^{14} пуаз (IV размерный порядок систем), из которых позже развиваются магматические очаги. Это следует из анализа двух уравнений: Рэлея (1), описывающего условия конвекции (адвекции), и М.В.Гзовского (4), описывающего подобие медленных пластических деформаций. По М.В.Гзовскому [3]:

$$C_{\eta} = C_{\rho} C_g C_l C_t, \quad (4)$$

где C — коэффициенты подобия, соответствующие индексам: η — вязкости, ρ — плотности, g — ускорения, l — линейных размеров, t — времени. Так как $C_g=1$, $C_{\rho}=1$, то

$$C_{\eta} \approx C_l C_t. \quad (5)$$

При $C_{\eta}=C_h$ (соответствие коэффициентов линейных размеров для подобных фаз адвекции) и C_h^3 (3) следует

$$C_l^2 \approx C_t. \quad (6)$$

То есть время развития соответствующих фаз адвекции в подобном процессе возрастает на два порядка с увеличением линейного размера на один порядок.

Зарождение разных разновозрастных адвективных ячеек IV размерного порядка (магматических очагов) с последовательным омоложением с запада на восток может происходить по той причине, что внутренние оболочки Земли смещаются к востоку относительно внешних в ротационном поле планеты за счет переноса количества движения при гравитационной дифференциации (иначе, при всплывании одних объемов и потоплении других) [2]. Таким образом, на фоне перекачивания астеносферного вала II порядка под Уралом с запада на восток могли перекачиваться и его ячеистые волновые осложнения III порядка.

Проблема о металлогеническом значении глубинных поднятий III размерного порядка находится в настоящее время на самой начальной стадии разработки. Пока лишь можно утверждать, что связанные с ними суперрайоны должны обладать периодичностью в пространстве. При разработке этой проблемы необходимо помнить, что собственно рудно-магматические системы могут

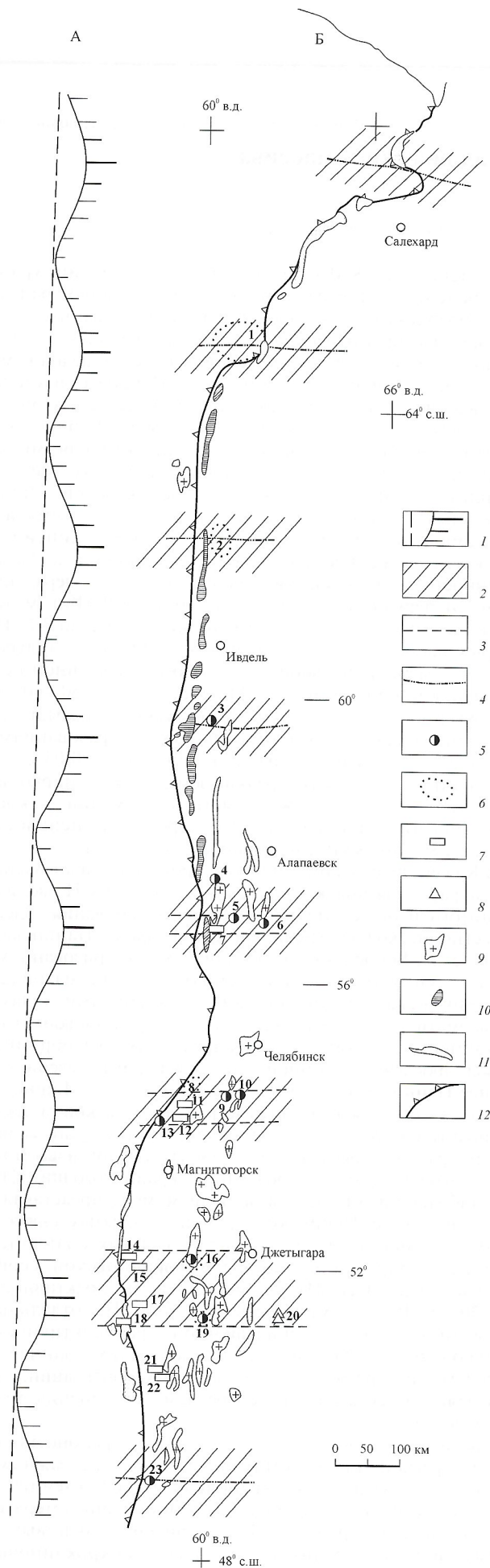


Рис. 5. Тектонофизические предпосылки к образованию крупных рудных районов и магматогенно-рудных узлов эндогенных месторождений Урала:

а — теоретическая периодичность астеносферных волн III порядка и растущих на них адвективных ячеек IV порядка; б — позиция наиболее крупных золоторудных и медных месторождений Урала, образующих металлогенические суперрайоны с шагом около 300 км; 1 — волновые осложнения поверхностного слоя, которые теоретически должны возникать вдоль простираения астеносферного вала при снижении вязкости до 10^{17} пуаз (длина волны III $\approx 290-300$ км) и позиция адвективных ячеек при снижении вязкости до 10^{14} пуаз (длина волны IV ≈ 30 км; размер линий демонстрирует мощность процесса и объем адвектируемого материала, из которого зарождаются магматические очаги); 2 — площади металлогенических суперрайонов; 3 — их наиболее продуктивные контуры; 4 — их центральные оси; наиболее крупные месторождения: 5 — золоторудные, 6 — их группы и золотороссыпные районы, 7 — медноколчеданные, 8 — медно-порфировые; крупные массивы интрузивных пород (показаны для привязки к геологическим контурам Урала): 9 — гранитоидные, 10 — дунит-клинопироксенит-габбровые, 11 — дунит-гарцбургитовые; 12 — Главный Уральский разлом (надвиг); золотороссыпные районы: 1 — Кожимский, 2 — Северо-Сосьвинский; месторождения: 3 — Воронцовское, 4 — Быньговское, 5 — Березовское, 6 — Гагарское, 7 — Дегайское, 8 — Муртыкты, 9 — Светлинское, 10 — Кочкарское, 11 — Учалинское, 12 — Верхнеуральская группа (Узельга и др.), 13 — Миндяк, 14 — Юбилейное, 15 — Подольское, 16 — Айдырлинская группа, 17 — Гайское, 18 — Блявинское, 19 — Кумакская группа, 20 — Бенкала и Южная Бенкала, 21 — Приорское, 22 — 50 лет Октября, 23 — Юбилейное

находиться в аллохтонной позиции и быть оторванными от своих глубинных корней (магматических очагов), а тем более и от своей «почвы» — разуплотненных в свое время астеносферных слоев. Поэтому поиски соответствующих глубинных неоднородностей геофизическими методами непосредственно под месторождениями и рудными районами могут оказаться безуспешными. Однако в аллохтонах могут сохраняться следы периодического чередования наиболее интенсивных адвективных явлений, в частности магматизма и сопутствующего эндогенного рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апродов В.А. Вулканы. — М.: Мысль, 1982.
2. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. — М., 1999.
3. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3, 4. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. — М.: Недра, 1979.
5. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. — М.: Недра, 1988.
6. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Механика сплошных сред. — М.: Гостехиздат, 1954.
7. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. — М.: Мир, 1970.
8. Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. — М.: Недра, 1973.
9. Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 303—332.
10. Токарев П.И. О фокальном слое сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3.
11. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1976. № 5.
12. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. — М.: Недра, 1984.

Перспективы ураноносности Воронежского кристаллического массива и Подмосковского бурогоугольного бассейна

А.Е.ФОМЕНКО, В.П.САОНОВ, Л.И.ДМИТРАКОВ (ГП «Центральная геологическая экспедиция»)

После распада СССР в России осталась незначительная часть разведанных запасов урана, пригодных к отработке при современном уровне цен, а масштабы его добычи на действующих рудниках не покрывают даже текущих потребностей ядерной энергетики [5]. Поэтому в настоящее время воспроизводство минерально-сырьевой базы урана России представляет собой одну из важнейших задач геологической службы и связывается с выявлением новых рентабельных к отработке месторождений и формированием новых рудных районов [8].

Среди территорий возможного открытия новых промышленных объектов урана заслуживает внимания Центральная Россия, где расположены пять мелких урановых месторождений и значительное число недооцененных рудопроявлений и радиоактивных аномалий, а специализированные работы на уран в силу объективных и субъективных причин не проводились с начала 60-х годов. Территория включает ряд ураноносных геологических структур, из которых на данный момент наибольший интерес, по нашему мнению, представляют две — Воронежский кристаллический массив и Подмосковский бурогоугольный бассейн. Первый перспективен на предмет выявления месторождений типа «несогласия» в образованиях докембрия, во втором возможно выявление инфильтрационных урановых месторождений, пригодных к отработке способом подземного выщелачивания в скважинном варианте (рис. 1).

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) состоит из двух мегаблоков: КМА и Калач-Эртильского, разделенных Лосево-Мамонским глубинным разломом (рис. 2). Мегаблок КМА сложен архейскими гнейсами и мигматитами с наложенными впадинами, выполненными раннепротерозойскими образованиями курской и осколецкой серий, Калач-Эртильский мегаблок — раннепротерозойскими графитсодержащими песчано-сланцевыми и филлитовидными сланцами воронцовской серии с фрагментами архейского гранитогнейсового основания. Породы обоих мегаблоков преобразованы орогенными гранитоидными субщелочными комплексами: атаманским (КМА) и бобровским (Калач-Эртильский), специализированными на уран [6].

В конце раннего протерозоя территория ВКМ развивалась в субплатформенном режиме с образованием коры выветривания латеритного профиля, на которой сформировалась единственно известная для этого периода на Русской платформе зона структурно-стратиграфического несогласия (ССН), выраженная перекрытием суперкрупных архейских и раннепротерозойских образований субгоризонтальной покрывкой граувакковых отложений воронежской свиты мощностью до 1 км. В позднем протерозое ВКМ испытал активизацию, проявленную дайками основного состава (новогольский комплекс), телами кали-натровых метасоматитов (артюшкинский комплекс) и рудной минерализацией (медь, никель, уран, полиметаллы, золото). К настоящему времени в пределах ВКМ, изученность которого крайне неравномерна и в целом низка (одна скважина на 30–40 км²), выявлены проявления урана и радиоактивные аномалии, локализация которых определяется строением мегаблоков ВКМ (см. рис. 2).

В мегаблоке КМА проявления и аномалии урана приурочены к приграничным частям шовных раннепротерозойских прогибов и кратонизированных архейских гранитогнейсовых блоков и находятся в пространственной и парагенетической связи с субщелочными гранитами атаманского комплекса. Наиболее изучены проявления в железорудной толще и калиевых метасоматитах и пегматитах. К первым отнесены Чернянское, Центрально-Волотовское и др. Радиоактивная минерализация развита в приграничных частях железистых кварцитов и филлитовидных сланцев курской серии, окисленных зонах мелкой складчатости, смятия, брекчирования и трещиноватости, образуя линейные полосы протяженностью до 500 м и шириной до 50 м. Мощность рудных интервалов 0,1–0,5 м. Содержания урана от первых сотых до 0,2% (в среднем 0,04%), меди, цинка, свинца до 0,01%, суммы редких земель до 3%. Из вторых наиболее изучено проявление Опытное, приуроченное к меридиональной зоне разлома, залеченной пегматоидными образованиями. Мощность зоны 250–600 м, протяженность более 8 км. Коэффициент насыщения метасоматическими и пегматоидными образованиями 0,3–0,5. Содержания урана в них 0,01–0,03% на мощность 1–25 м, суммы редких земель 0,02%, циркония до 0,01%. Следует также отметить аномалии в коре выветривания кристаллических пород, интенсивность которых 80–200 мкР/ч на мощность 0,3–1,5 м.

В Калач-Эртильском мегаблоке проявления и аномалии урана расположены южнее границы зоны ССН, вблизи гранитогнейсовых куполов архейского основания. Здесь известно несколько групп аномалий урана: Панинская, Анненская, Бобровская аналогичны охарактеризованному выше Опытному проявлению в пегматоидах. Артюшкинская группа связана с линейными телами метасоматических сиенитоподобных пород (альбититов) одноименного комплекса. Полоса этих своеобразных пород прослежена единичными скважинами севернее и южнее Панинского гранитогнейсового купола. Мощность таких тел от десятков сантиметров до десятков метров, радиоактивность от 30 до 300 мкР/ч. Эту группу аномалий можно рассматривать как возможный аналог известных уран-альбититовых месторождений Украинского щита [1].

Наибольший интерес на данный момент представляет часть аномалий Панинской группы, вскрытых скважинами на глубинах 300–350 м и приуроченных к латеритам и дезинтегрированным породам воронцовской серии вблизи зоны ССН. Их установленная радиоактивность 50–300 мкР/ч на мощность 0,1–2 м. На отдельных аномалиях участки повышенной радиоактивности приурочены к пластам графитсодержащих сланцев и породам, подверженным интенсивной хлоритизации, что позволяет сопоставлять их с ореолами оруденения типа «несогласия».

Сравнение геологического строения и ураноносности ВКМ с регионами, известными промышленно важными типами докембрийских урановых месторождений — уран-золотоносных кварцево-галечных конгломератов (типы Витватерсранд и Блайндривер), урановых в пегматоидных гранитах и кварц-микрокловитовых

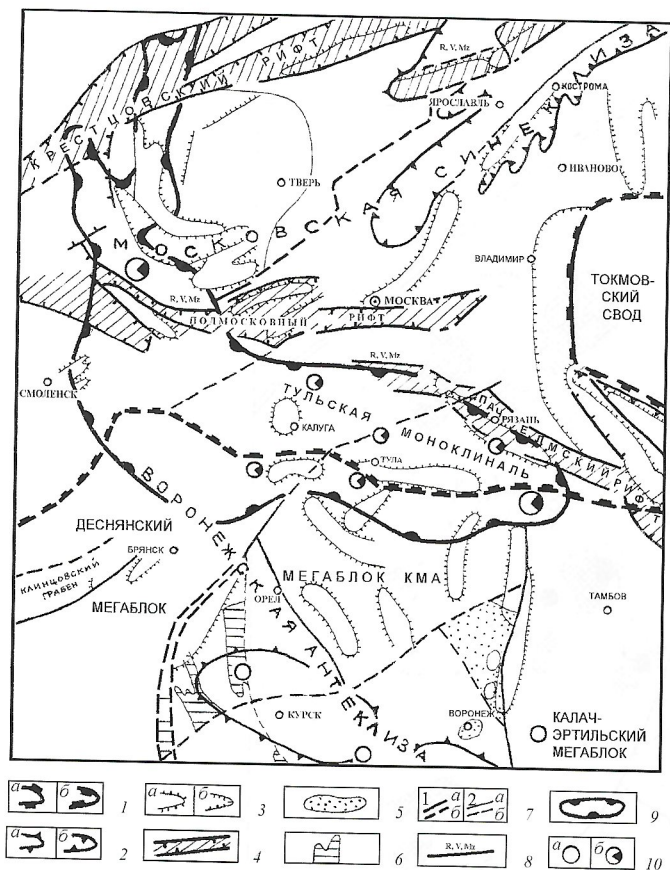


Рис. 1. Положение Воронежского кристаллического массива и Подмосковного бурогоугольного бассейна в структурах центральной части Русской платформы:

структурные элементы: платформенного чехла: 1 — крупнейшие, разделяющие антеклизы (а) и синеклизы (б), 2 — крупные, разделяющие своды (а) и прогибы (б), 3 — средние, разделяющие валы (а) и впадины (б), 4 — рифты; фундамента платформы: 5 — субплатформенные впадины, 6 — грабен-синклинали; разрывные нарушения: 7 — первого (1) и второго (2) порядков (а — достоверные, б — предполагаемые), 8 — основные этапы развития разломов платформы; 9 — граница Подмосковного бурогоугольного бассейна; 10 — урановое оруденение (а — гидротермально-метасоматическое в породах фундамента, б — в зонах грунтово-пластового окисления)

метасоматитах (Россинг), урановых в натровых метасоматитах (УКЩ), урановых типа «несогласия» (Атабаски и Пайн-Крик), показывает следующее.

Перспективы обнаружения оруденения первого типа (в конгломератах) в пределах ВКМ связаны с грубообломочными породами курской серии, развитой в шовных прогибах мегаблока КМА. Вместе с тем они залегают на больших глубинах (более 300 м) и имеют крутые углы падения пород (более 70°). Кроме того, отсутствие «докурсских» калиевых гранитов архейского возраста, коры которых являются основным поставщиком урана [11], ставит под сомнение накопление значительных его концентраций в грубозернистых отложениях курской серии.

Перспективы уранового оруденения в пегматоидных гранитах и натровых метасоматитах вследствие глубокого залегания руд и в целом низких содержаний урана также не высоки. Эти типы следует рассматривать в качестве источника для образования месторождений урана инфильтрационных типов в последующие эпохи развития Русской платформы.

Геологические предпосылки выявления четвертого типа (урановое и ураново-сульфидное в зонах несогласия) имеются в Калач-Эртильском мегаблоке, поскольку

отмечено значительное сходство его геологического строения с урановорудными районами Пайн-Крик Австралии и Атабаски Канады, где в последние годы выявлены уникальные по запасам и содержанию месторождения урана, рентабельные для отработки даже при их нахождении в неблагоприятных географо-экономических условиях и глубоком залегании рудных тел [10]. Это сходство подчеркнуто следующими предпосылками: наличием структурного несогласия на рубеже раннего и позднего протерозоя; сопряжением разнородных мегаблоков — жесткого архейского основания (мегаблок КМА) и раннепротерозойского эпикратонного прогиба (Калач-Эртильский мегаблок); присутствием в отложениях воронцовской серии углистых, углеродистых и пиритовых слоев — восстановителей урана; наличием латеритных кор выветривания, предшествующих субплатформенному этапу развития ВКМ; сменой палеоклиматической обстановки с гумидной на аридную в позднем протерозое; наличием гранито-гнейсовых куполов с интрузиями субшелочных гранитов бобровского комплекса, специализированных на уран; позднепротерозойской активизацией, проявленной дайками основного состава, кали-натровыми метасоматитами и рудной минерализацией (медь, никель, уран, золото); наличием урановых аномалий вблизи контакта пород воронцовской серии и воронежской свиты, по минералого-геохимическим особенностям сопоставимых с ореолами оруденения типа «несогласия».

По проявленности указанных признаков первоочередной площадью опосредования следует считать территорию, охватывающую приграничную полосу зоны несогласия в районе Панинского гранито-гнейсового купола. На юге этой площади развиты ураноносные метасоматические сиенитоподобные породы. На севере граница поисков ограничена изогипсой фундамента –250 м, т.к. возрастающие мощности воронежской свиты (более 200 м) и относительные отметки современного рельефа (до 200 м) определяют глубины опосредования более 500 м. На западе естественным ограничением площади служит зона Лосево-Мамонского глубинного разлома, на востоке — полоса интрузий габбро-долеритовой формации новогольского комплекса.

Подмосковный бурогоугольный бассейн в структурах Русской платформы приурочен к северной склоновой части ВКМ, получившей название Тульской моноклинали (см. рис. 1). Южная граница моноклинали осложнена Торопец-Тульской зоной разломов, северная и северо-восточная — Подмосковным и Пачелмским авлакогенами. На фоне моноκлиального падения палеозойских отложений (средний уклон 2–2,5 м/км) выделяются структуры второго порядка: поднятия, впадины и линейные ложбины (палеодолины), наиболее ярко проявленные в так называемом известняковом фундаменте.

Залегающие на известняковом фундаменте со структурным и угловым несогласием континентальные образования яснополянского надгоризонта средневизейского возраста имеют сложный фациальный состав [2, 7]. Выделены русловые и дельтовые (преимущественно пески), озерно-болотные (алевролиты, глины, угли), прибрежно-морские (пески, глины, известняки) фации. Наибольшая мощность русловых и дельтовых отложений (45–70 м) отмечена в двух древних палеодолинах — Скопинской на юго-востоке территории и Барятинской на западе. Между ними намечен еще ряд палеодолин, но их границы в достаточной мере условны. На средневизейские континентальные образования, согласно погружению фундамента, в северном направлении ступенеобразно напластованы горизонты поздневизейского, серпуховского, башкирского и московского ярусов ранне-среднекаменноугольного возраста, среди которых

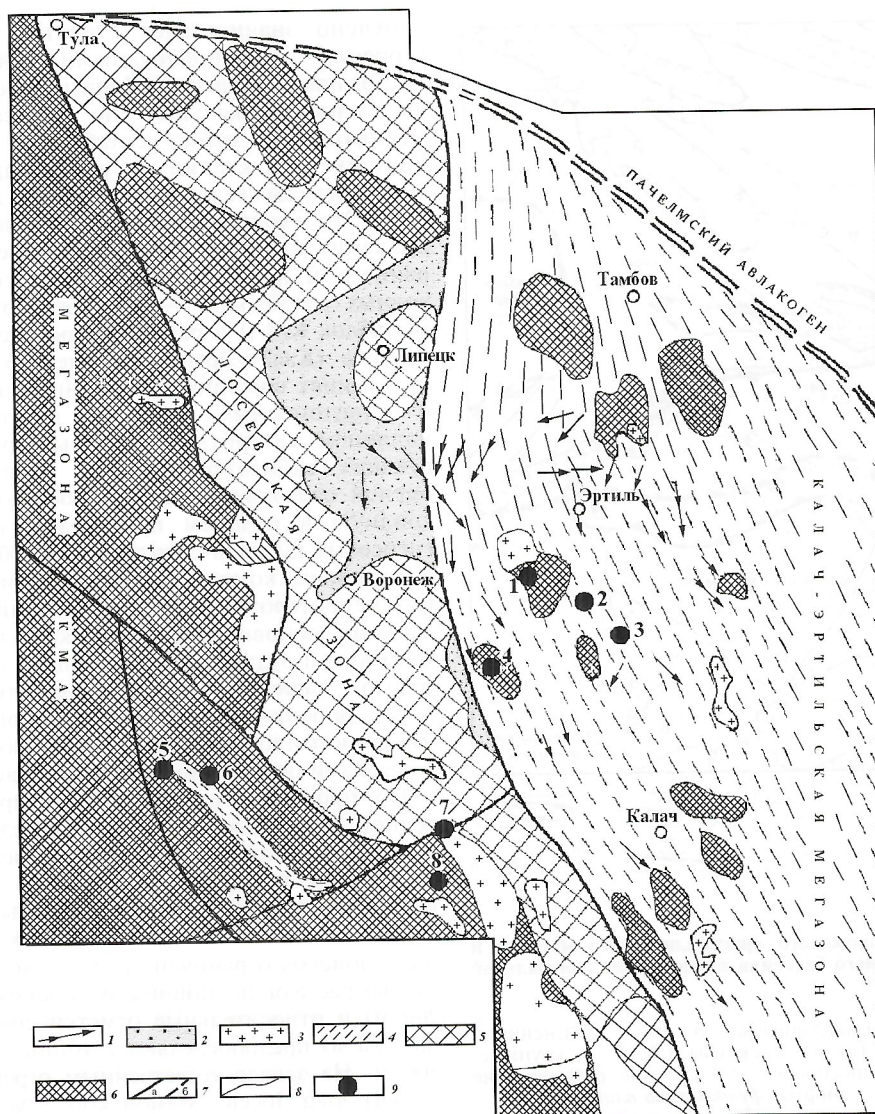


Рис. 2. Структурно-формационная схема юго-восточной части Воронежского кристаллического массива с данными ураноносности:

структурно-вещественные комплексы: 1 — активизационный PR_1^3 (дайки диабазов, габбро-долеритов), 2 — субплатформенный PR_1^2 (граувакки, послойные субсогласные тела вулканитов), 3 — орогенные PR_1^1 (диориты, гранодиориты, субщелочные граниты), 4 — геосинклинальные PR_1 (метапесчаники, метаалевролиты, туфосланцы, углерод- и графитсодержащие сланцы с пиритом), 5 — переработанного раннепротерозойского основания PR_1 (метаэффузивы, мигматиты, анатектические гранитоиды), 6 — кратонного основания $AR-PR_1$ (гнейсы, мигматиты, плагиограниты); 7 — разломы (a — главные, б — второстепенные); 8 — геологические границы; 9 — проявления и группы аномалий урана (1 — Панинская, 2 — Анненская, 3 — Артюшкинское, 4 — Бобровская, 5 — Чернянское, 6 — Центрально-Волотовское, 7 — Лискинское, 8 — Опытное)

на востоке территории преобладают карбонатные, на западе — терригенно-карбонатные образования. Их суммарная мощность от 40 до 300 м.

Особняком стоят аллювиальные преимущественно красноцветные отложения азовской свиты, которые контролируются узкой (3—5 км), но глубокой (40—150 м) и протяженной (более 150 км) палеодолиной, пересекающей описанные выше палеодолины вкост их простираения (рис. 3). Эти отложения ранее относили к башкирскому ярусу среднего карбона [2]. Однако по предварительным данным, их возраст значительно моложе (пермо-триасовый), что хорошо согласуется с палеотектоническими условиями формирования Русской платформы.

Отложения каменноугольного и пермского возрастов после значительного стратиграфического перерыва перекрыты образованиями поздней юры и мела. Эти главным образом глинистые с прослоями песков осадки нивелируют ранее сформированную систему речных палеодолин.

Наибольшее количество радиоактивных объектов (2 месторождения, 18 рудопроявлений и более 100 аномалий) в пределах Подмосковной ураноносной области зафиксировано в раннекаменноугольных отложениях. Месторождения Бельское и Брикетно-Желтухинское, относящиеся к ураново-угольному типу, разведаны в начале 60-х годов, исходя из представлений о сингенетическом с влиянием эпигенетических процессов накоплении урана на краевых фациях озерно-болотных угленосных отложений [4, 9], и признаны непромышленными для традиционных способов отработки; остальные объекты отбракованы на стадиях поисково-оценочных и поисковых работ по аналогии. Вопрос же об инфильтрационном генезисе радиоактивных объектов в палеозойских и мезозойских отложениях в связи с региональными и локальными зонами пластового окисления (ЗПО) и возможностью формирования месторождений в проницаемых отложениях, пригодных для отработки способом подземного выщелачивания, до последнего времени не поднимался, а проницаемые

отложения по направлению палеостока специализированными работами остались не изученными.

Вместе с тем, детальные разрезы по Брикетно-Желтухинскому месторождению и другим проявлениям урана показывают, что повышенные концентрации урана приурочены к слабо проницаемым отложениям среди окисленных песков и по условиям залегания напоминают «остаточные» руды тыловых частей зон пластового окисления, фронт которых ушел далеко вперед (по примеру хорошо изученных рудных провинций Средней Азии и Казахстана). Эту точку зрения подтверждает факт выявления в скважинах северной части Скопинской палеодепрессии многочисленных аномалий урана и радонопроявлений, локализованных в широком стратиграфическом интервале (от верхов девона до голоцена) и по геолого-геохимическим особенностям весьма сходных с аномалиями областей разгрузки современных подземных вод, дренирующих урановорудные залежи в водопроницаемых образованиях.

Предварительное изучение имеющихся разрозненных материалов по восточной части Тульской моноклинали позволило сделать определенные выводы по геохимической зональности средневизейского уровня, увязать их с известной ураноносностью и наметить наиболее перспективные площади для поисков. В региональном плане намечены области распространения трех геохимических типов пород (см. рис. 3): окисленные (желто-красноцветные породы с гидроксидами железа, кальцием, гипсом); окисленно-восстановленные (пестроцветные породы с рассеянным органическим веществом и минералами и оксидов железа II и III); восстановленные (сероцветные породы с большим количеством углефицированного органического вещества). Область окисленных пород первой фации протянулась узкой (10–15 км) полосой вдоль южной границы распространения континентальных отложений раннекаменноугольного возраста (с запада на восток) Киров—Козельск—Щекино—Рязань. Урановых проявлений, за исключением единичных аномалий, в этой полосе не встречено.

Область распространения окисленно-восстановленных пород ограничена на севере линией (с запада на восток) Нелидово—Вязьма—Кондрово—Серпухов—Рязань. Это довольно широкая (до 100 км) зона с разветвленной сетью центральных частей палеорусел, пестрота окраски проницаемых пород которых обусловлена как частичным окислением первично восстановленных пород, так и вторичным восстановлением (оглеением) наиболее проницаемых отложений. Эта полоса наиболее насыщена урановыми проявлениями, анализ материалов по которым показывает, что здесь проявлены скопления урана как тыловых, так и центральных частей зон пластового окисления.

Область восстановленных сероцветных пород распространена на севере территории. Вследствие глубокого погружения они изучены слабо. Здесь, как и в первой полосе, выявлены единичные аномалии урана.

По отношению размещения уранового оруденения и схемы эпигенетической зональности определенный интерес представляет Азовская палеодолина, прорезающая палеодолины раннего карбона вкост их простираения вблизи границы окисленных и восстановленных пород (см. рис. 3). Эта долина могла выполнять роль своеобразной «дренажной трубы» и участвовать в перераспределении ранее образованного уранового оруденения и формировании новых залежей урана. Свидетельством этого является приуроченность к ее бортам Юраковского и Северо-Окского рудопроявлений урана и Серебряно-Прудской группы аномалий. Однако специализированными работами по выявлению эпигенетической зональности как по простираению, так и вкост простираения долина не изучалась.

Эти обстоятельства позволяют прогнозировать на территории Подмосквовного бурогоугольного бассейна инфильтрационные месторождения урана на фронте выклинивания зоны пластового окисления в проницаемых отложениях, пригодные для отработки способом подземного выщелачивания из скважин. Поставщиком металла для инфильтрационных месторождений могли быть как специализированные на уран породы кристаллического фундамента ВКМ, так и прогнозируемые в Калач-Эртильском мегаблоке урановые месторождения типа «несогласия».

Наиболее перспективной для постановки поисковых работ следует считать площадь, охватывающую Скопинское и Азовское палеорусла. Они характеризуются хорошо проницаемыми аллювиальными отложениями бобриковского, тульского и азовского горизонтов. В пределах этой площади расположено Брикетно-Желтухинское месторождение, рассматриваемое как тыловая часть зоны пластового окисления; локализованы многочисленные проявления урановой минерализации и таких спутников инфильтрационного уранового рудообразования, как молибден, ванадий, серебро.

Предлагая в качестве перспективных ураноносные районы центральной части Русской платформы, нельзя не остановиться на экологическом аспекте возможного развития уранодобывающей промышленности на этой густонаселенной и экологически напряженной территории. Известно, что добыча урана как традиционными методами в открытом и подземном вариантах, так и методом подземного выщелачивания даже при строгом соблюдении технологического регламента приводит к неизбежному загрязнению радионуклидами поверхности земли и подземных вод. Вопрос сводится, таким образом, к минимизации таких загрязнений и наносимого ими ущерба [3].

Наибольший ущерб природным условиям, как показывает опыт, наносят открытые разработки, причем при добыче урана на общие экологические последствия (выведение на долгий срок из оборота земель, занятых карьерами, отвалами забалансовых руд и пород вскрыши, производственным комплексом, снижение уровня грунтовых вод, увеличение запыленности атмосферы и т.д.) накладывается радиоактивное заражение больших площадей поверхности земли за счет забалансовых отвалов и потерь руды при транспортировке и переработке, а также поверхностных и подземных вод при водоотливе. Однако, учитывая значительные глубины залегания прогнозируемого на территории ВКМ оруденения типа «несогласия», его открытая отработка вряд ли может быть применима.

Подземная отработка руд, в т.ч. и урановых, наносит значительно меньший вред окружающей среде. Использование же пустых пород для закладки выработанного пространства, подземное выщелачивание бедных и забалансовых руд в магазинах без выдачи их на поверхность, по существу, исключают радиоактивное загрязнение поверхности. Загрязнение поверхностных и подземных вод радионуклидами при водоотливе может быть практически исключено пропуском шахтных вод перед сбросом через сорбционные колонны, что позволяет получать дополнительную продукцию и практикуется на многих урановых шахтах.

Отработка месторождений урана скважинным подземным выщелачиванием — наиболее экологически чистый процесс. Практика показала, что отработка месторождений таким способом не нарушает плодородия земель и не препятствует выращиванию сельскохозяйственных культур, за исключением небольших участков шириной 4–5 м вдоль рядов эксплуатационных скважин, причем через 4–5 лет после начала экс-

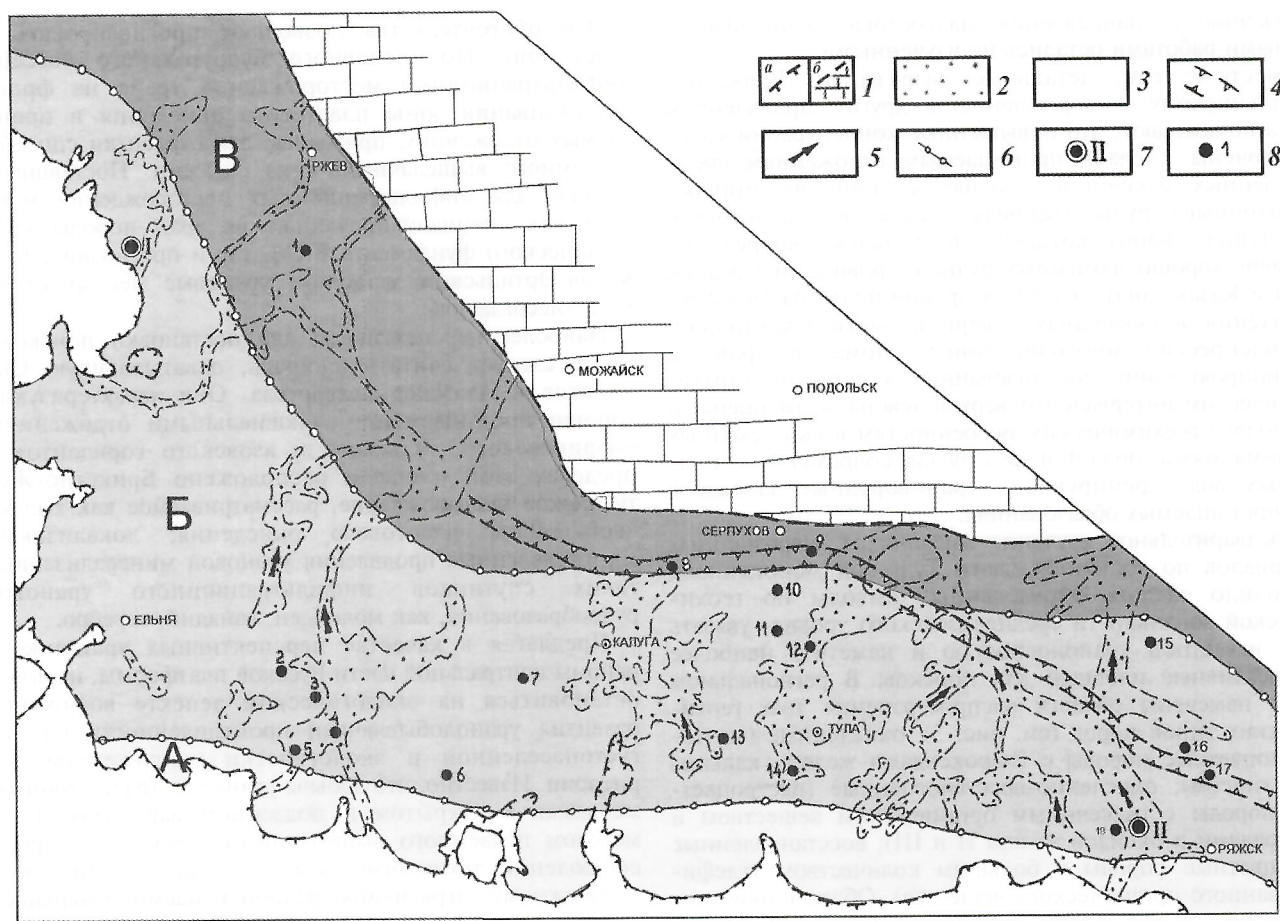


Рис. 3. Литолого-фациальная схема яснополянского надгоризонта Подмосковского буроугольного бассейна:

1 — область распространения средневизейских континентальных отложений, ограниченная доюрским размывом (а), переходом в прибрежно-морские отложения (б); литолого-фациальные комплексы яснополянского надгоризонта: 2 — алевритопесчаные палеорусел, 3 — алевритоглинистые поймы, проточных озер и болот; 4 — контуры Азовской палеодолины; 5 — направление палеостока; 6 — границы геохимических зон в проницаемых отложениях (А — желто- и красноцветные породы, зона полного окисления, Б — пестроцветные породы, зона частичного окисления и вторичного восстановления, В — сероцветные породы, зона первичного восстановления); 7 — месторождения урана (I — Бельское, II — Брикетно-Желтухинское); 8 — рудопроявления урана (1 — Сычевское, 2 — Чипляевское, 3 — Студенско-Сильковичское, 4 — Будское, 5 — Кировское, 6 — Серединско-Шлиповское, 7 — Бабынинское, 8 — Северо-Окское, 9 — Пушкинское, 10 — Нечаевское, 11 — Казначеевское, 12 — Лаптевское, 13 — Веригинское, 14 — Шекинское, 15 — Алексеевское, 16 — Юраковское, 17 — Волковское, 18 — Западно-Скопинское)

плуатации они также возвращаются в сельскохозяйственное использование без ухудшения плодородия. Достигается это принятием необходимых мер по предотвращению разливов технологических растворов и снятием плодородного слоя вокруг технологических скважин с последующим возвращением его на место. Несколько сложнее обстоит дело с загрязнением подземных вод, но, во-первых, для средневизейского водоносного горизонта это не имеет большого значения, т.к. на большей части Подмосковья он не используется для промышленного водоснабжения и изолирован от других водоносных горизонтов надежными водоупорами; во-вторых, при соблюдении при ПВ отрицательного баланса между закачкой и откачкой, растекания технологических растворов за пределы контура отработки практически не происходит. Вопрос рекультивации подземных вод после отработки блока также может быть решен несколькими способами, в частности «подтяжкой» остаточных растворов в соседний эксплуатационный блок с заменой их на природные воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф., Низовский В.Н. и др. Кировоградский район Украины // Отечественная геология. 1995. № 9. С. 45—54.
2. Бирин Л.М., Сорская Л.С., Рождественская К.К. и др. Каменноугольная система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. IV. М., 1971. С. 194—258.
3. Добыча урана методом подземного выщелачивания / Под ред. В.А.Мамилова. — М.: Атомиздат, 1980.
4. Иванчин-Писарева Н.А. О сингенетическом и эпигенетическом оруднении в угленосных отложениях юго-восточной части Подмосковского бассейна // Материалы по геологии и методам изучения минерального сырья. М., 1959. Вып. 35.
5. Кротков В.В., Ветров В.И., Наумов С.С. и др. Минерально-сырьевая база и производство урана в Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. 1998. № 2. С. 11—14.
6. Леоненко И.Н., Голикин Н.И., Зайцев Ю.С. и др. Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. I. М., 1976. С. 83—91.
7. Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. — М.: Наука, 1993.
8. Наумов С.С. Минерально-сырьевая база урана России // Разведка и охрана недр. 1993. № 8. С. 11—14.
9. Островская Г.Я. Бельское месторождение // Месторождения урана в СССР. М., 1968. Т. 2. Вып. 2. С. 230—250.
10. Пятков Е.А., Шумилин М.В. Методика поисков урановых месторождений типа «несогласия» в Северной Канаде // Разведка и охрана недр. 1996. № 3. С. 29—34.
11. Смирнов А.О. О некоторых тенденциях в зарубежной урановой геологии (по материалам иностранной литературы) // Материалы по геологии урановых месторождений зарубежных стран. М., 1987. Вып. 37. С. 7—88.

Количественные соотношения апатитового оруденения кратонных и рифтовых рудно-формационных комплексов щитовых провинций

Р.М.ФАЙЗУЛЛИН, Е.В.БЕЛЯЕВ, И.С.САДЫКОВ (ЦНИИГеолнатур)

В пределах щитов и их склонов сосредоточены основные запасы апатитовых руд Российской Федерации. Такая же ситуация характерна и для других щитовых выступов мира. Отсюда понятен повышенный интерес к этим геоструктурам как к полигонам разработки теоретических и прикладных вопросов геологии месторождений апатита. В связи с этим интересно проследить на щитах Восточно-Европейской и Сибирской платформ эволюцию апатитового оруденения, начиная с периода кратонизации раннедокембрийских образований (кратонная стадия) и последующего их деструктурирования в позднем протерозое, палеозое и раннем мезозое процессами рифтогенеза (рифтовые стадии).

Кратонная стадия рудогенеза апатита геохронологически вписывается в период 3500—1600 млн.лет, когда возникла сравнительно мощная слоистая земная кора континентального типа за счет консолидации архейских подвижных поясов, объединения тоналитовых куполов нуклеарной и прогеосинклинальной стадий. Возникшие жесткие стабилизированные блоки литосферы (кратоны) явились пространствами формирования осадочных чехлов и зон внутрикратонной эндогенной деятельности [5]. Рубежи промышленного апатитообразования приходятся на поздний архей и ранний протерозой, а реперными продуктивными комплексами были анортозитовые, габбро-анортозитовые, сиенит-карбонатитовые и щелочно-габброидные. В раннем протерозое четко наметилась пространственная минерализация апатита: обособились его ареальные и более локальные линейные концентрации, контролируемые соответственно сводово-купольными (гранитогайсовыми) и шовными (рифтогенными) структурами.

Рифтовые стадии рудогенеза апатита обусловлены разновозрастными импульсами тектономагматической активизации древних платформ (эпиplatformенный рифтогенез). Этот эндогенный режим со сводово-глыбовым характером движений и напряжениями растяжения земной коры сопровождался формированием протяженных рифтовых зон (поясов) с показательным трапповым и щелочно-базальтоидным магматизмом [5]. На щитах рифтогенез начался в байкальскую эпоху (650—600 млн.лет), когда впервые возникли щелочно-ультрамафитовые карбонатитовые комплексы центрального типа с многокомпонентным оруденением. Затем более масштабно эти образования проявились в каледонскую и герцинскую эпохи тектономагматической активизации кратонных структур.

Балтийский щит. Первые незначительные концентрации апатита установлены в позднеархейских зеленокаменных структурах северо-западного простираания (Пулозерская, Каменнозерская, Коросозерская и др.) в связи с метавулканизмом основного состава. Среди интрузивных комплексов этого возраста мелкие проявления апатита в ассоциации с титаномagnetитом и ильменитом выявлены в габбро-анортозитах Главного Хребта на Кольском полуострове (Тулпяврское, Щучья Губа) (рис. 1, а). Промышленные же скопления апатита кратонной стадии возникли в раннем протерозое (1900—1700 млн.лет) в проторифтогенных структурах, несущих продуктивные массивы щелочно-габброидной формации (Гремяха-Вырмесский, Елетьозерский). Содержания сопутствующего апатита в ильменит-титаномagnetитовых рудах этих объектов невысокие (P_2O_5 3—4,5%), но суммарные запасы и прогнозные ресурсы

P_2O_5 только Гремяха-Вырмесского месторождения достигают почти 100 млн.т.

С рифтовой стадией связано становление в каледонскую эпоху (500—380 млн.лет) щелочно-ультрамафитовой карбонатитовосной формации (африкандаковдорский комплекс). Представляющие ее массивы центрального типа, суммарно концентрирующие в апатит-редкометалльно-магнетитовых рудах около 230 млн.т запасов и прогнозных ресурсов P_2O_5 , расположены в узлах пересечения зеленокаменных и проторифтогенных структур более молодыми рифтовыми зонами и глубинными разломами северо-восточного и субширотного простирааний. Наблюдается также тяготение ряда продуктивных массивов к бортовым участкам Онежско-Кандалакшского рифта раннерифейского заложения.

В герцинскую эпоху (365±10 млн.лет) сформировались Хибинский и Ловозерский массивы формации апатитовых нефелиновых сиенитов. Размещены они в суженной бортовой части Имандра-Варзугского проторифтогена, в узле его пересечения Хибинско-Конттозерской рифтовой зоной субширотного направления, наследуя очаги магматизма архейского (габбро-анортозиты), раннепротерозойского, рифейского (габброиды) и раннепалеозойского (щелочно-ультрамафитовые карбонатитовосные комплексы) возрастов. Хибинский массив содержит уникальные по качеству и запасам (около 600 млн.т P_2O_5) месторождения нефелин-apatитовых руд, ассоциируемых с внутренней интрузией ийолит-уртитов.

Анабарский щит. Кратонная стадия рудогенеза апатита в пределах этой геоструктуры выражена чрезвычайно слабо. На северной окраине, в Амбардахском и Восточном анортозитовом массивах (AR_2), приуроченных к стабильным блокам, отмечены проявления апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд с содержанием P_2O_5 2,4—3,6% [7]. В юго-западной части щита незначительные концентрации апатита (P_2O_5 3—5%) установлены в узлах пересечения зеленокаменных структур протоактивизационными разломами; они приурочены к образованиям мраморно-гнейсовой формации (AR_2-PR_1).

Мощный всплеск апатитового оруденения связан с рифтовой стадией, начавшейся в байкальскую эпоху, но масштабно проявившейся в перми—раннем триасе. Именно в это время (275—240 млн.лет, по работе [1]) на западном склоне Анабарского щита возникли щелочно-ультрамафитовые массивы центрального типа (маймеч-котуйский комплекс). На восточном склоне они менее развиты, но зато здесь расположен Томторский щелочной массив, уникальный по длительности геологического формирования (от 400 до 240 млн.лет) и промышленной выраженности многокомпонентного оруденения (см. рис. 1, б).

Рифтовые зоны, контролирурующие размещение продуктивных массивов, унаследовали структуры зеленокаменных поясов и рифейских авлакогенов севера Сибирской платформы. Сами массивы приурочены к интегрированным узлам пересечения рифтогенных структур разно ориентированными глубинными разломами.

Общий промышленно-ресурсный потенциал апатита в комплексных и мономинеральных рудах щелочно-ультрамафитовых массивов, образованных в рифтовую стадию, оценивается в 1,8 млрд.т P_2O_5 .

Алдано-Становой щит. В нескольких повышенных содержаниях апатитовая минерализация установлена в супракрустальных комплексах раннего архея, слагающих

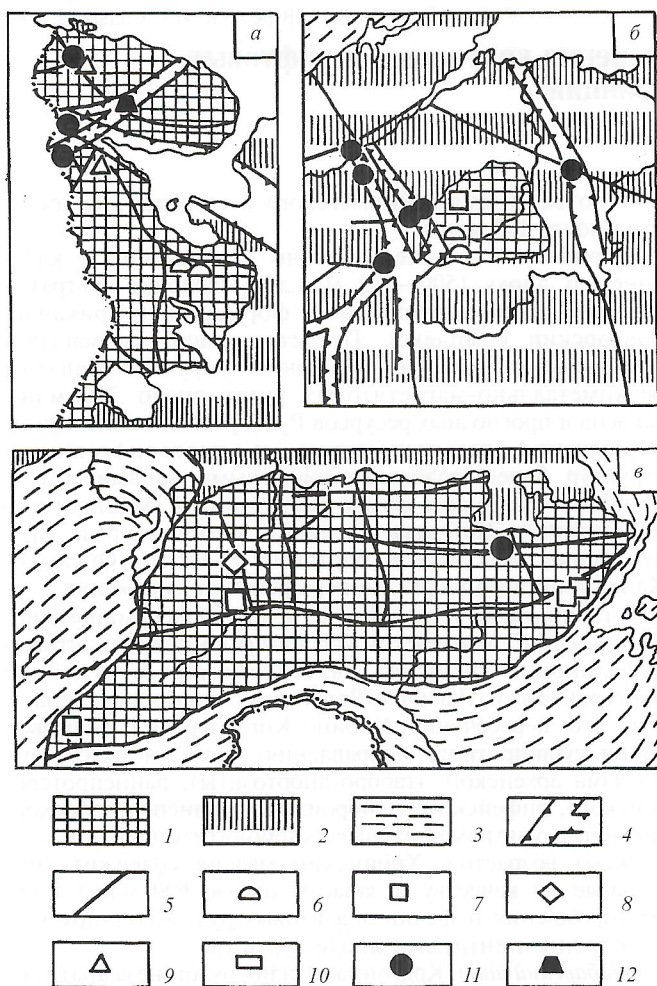


Рис. 1. Схема размещения кратонных и рифтовых апатитонесущих рудно-формационных комплексов в пределах щитов и их склонов:

щиты: а — Балтийский, б — Анабарский, в — Алдано-Становой; 1 — щиты; 2 — платформенный чехол; 3 — складчатые области; 4 — рифтовые структуры; 5 — глубинные разломы; кратонные рудно-формационные комплексы: 6 — апатитовый в метавулканитах, 7 — апатит-титаномагнетит-ильменитовый в анортозитах, 8 — апатитовый в матагабброидах, 9 — апатит-титаномагнетит-ильменитовый в щелочных габброидах, 10 — редкоземельно-apatитовый в метадоломитах; рифтовые рудно-формационные комплексы: 11 — апатит-редкометалло-магнетитовый в карбонатах, 12 — нефелин-apatитовый в ийолит-уртитах

выступы фундамента Джугджуро-Становой системы. С позднеархейскими метаморфитами зеленокаменных прогибов (Саймаганский, Олондинский, Борсалинский и др.) ассоциируют многочисленные проявления апатита с содержанием P_2O_5 3,5–5%.

В позднем архее наблюдалось появление промышленных концентраций апатита в составе ильменит-титаномагнетитовых руд, ассоциирующих с анортозитовыми и габбро-анортозитовыми массивами (см. рис. 1, в). Они размещены в раннеархейских гранулитовых и гранитогнейсовых блоках юго-западной части Алданского кратона (Каларский), восточного фланга Джугджуро-Становой системы (Геранский, Лантарский, Чогарский и др.) и Монголо-Охотского пояса (Баладекский). Общий промышленно-ресурсный потенциал апатита в анортозитовых массивах достаточно высок (около 450 млн.т P_2O_5), но содержания его в рудах бедные и убогие (P_2O_5 3–8%).

Промышленные скопления апатита установлены также в матагабброидах троговых структур Чаро-Олекминского

геоблока (месторождения Укдуска, Кабаханыр и др.), формировавшихся длительно время (AR_2-PR_1) и несущих черты полигенности. В целом промышленно-ресурсный потенциал их незначителен, невысоко и качество руд.

В раннем протерозое небольшие концентрации апатита (совместно с ильменитом и титаномагнетитом) сформировались в расслоенных габбро-анортозитовых комплексах юго-западного фланга Джугджуро-Становой системы, а более масштабные и пространственно обширные редкоземельно-apatитовые — в высокомагнезиальных образованиях мраморно-гнейсово-кристалло-сланцевой формации (AR_1) Алдано-Тимптонского мегаблока. Месторождения и проявления редкоземельно-apatитового типа (Селигдарское, Ниранджинское, Капля и др.) расположены в пределах древних ядер по периферии осложняющих их гранитогнейсовых куполов, преимущественно в фемических синклиальных зонах. Их размещение контролируют узлы пересечения диагональных и ортогональных систем древних глубинных разломов [6].

Суммарный промышленно-ресурсный потенциал апатита кратонных комплексов Алдано-Станового щита составляет 570 млн.т P_2O_5 .

Рифтовая стадия апатитообразования в пределах рассматриваемой геоструктуры проявлена весьма ограничено. Практически значимые (около 40 млн.т P_2O_5) скопления апатита совместно с магнетитом, редкими и редкоземельными элементами установлены только в Арбарастахском карбонатитонесущем массиве рифей-вендского возраста (Тимптоно-Учурский мегаблок), приуроченного к слабогранитизированному мафит-гранулитовому выступу, осложненному субширотными рифтогенными разломами скрытого типа и кольцевыми структурами.

Украинский щит. Весь промышленно-ресурсный потенциал апатитовых руд в пределах этой геоструктуры сосредоточен в раннедокембрийских рудно-формационных комплексах (рис. 2). Первые незначительные проявления апатита установлены в образованиях мраморно-гнейсовой формации (AR_2-PR_1) Криворожско-Кременчугского подвижного пояса. Его промышленные концентрации связывают с унаследовавшими зеленокаменные трогии проторифтогенными сиенит-карбонатитовыми комплексами (Приазовский консолидированный блок), часто называемыми линейными карбонатитами. Возраст их около 2 млрд.лет. Они размещены в зоне разломов северо-восточного простирания, протянувшихся кулисообразно на десятки, возможно, сотни километров вдоль крыльев крупных антиклинорных структур [6]. Рудная часть линейных карбонатитов представлена апатитовыми и апатит-фергусонит-пироксеновыми образованиями, крупными и средними по масштабам (месторождения Новополтавское, Бегим-Чокракское и др.), но бедными по содержанию P_2O_5 (в среднем 4,3%). Общий промышленно-ресурсный потенциал фосфатной составляющей линейных карбонатитов составляет 100 млн.т P_2O_5 .

В субплатформенную стадию проторифтогенного режима (1900–1800 млн.лет) в пределах Воыно-Подольского и Кировоградского архейских блоков произошло становление рудоносных габбро-анортозитовых массивов (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский и др.) и парагенетически связанных с ними гранитов-рапакиви. Расположены они в ядрах крупных антиклинорных поднятий, рассеченных глубинными разломами. Рудная составляющая габбро-анортозитов представлена несколькими апатит-ильменитовыми месторождениями (Стремигородское, Торчинское, Паромовское и др.) и многочисленными проявлениями. Апатит рассматривается как сопутствующий компонент,

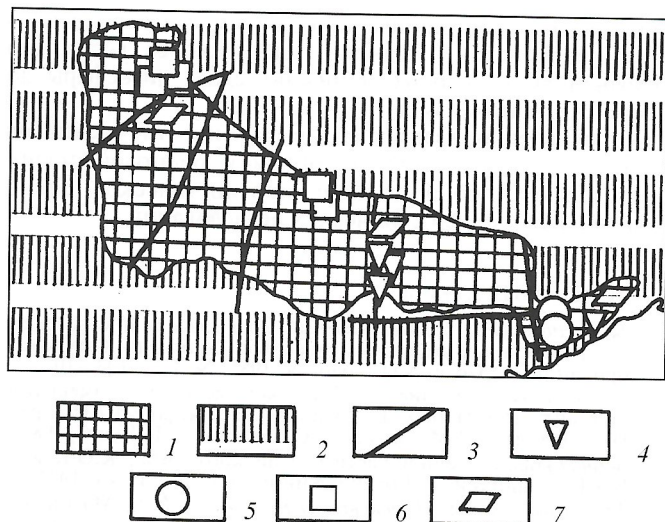


Рис. 2. Схема размещения кратонных апатитоносных рудно-формационных комплексов в пределах Украинского щита, по материалам работы [6]:

1 — архейский фундамент; 2 — платформенный чехол; 3 — глубинные разломы; 4 — редкоземельно-апатитовый в мраморах и гнейсах, 5 — апатит-редкометалльный в линейных карбонатах, 6 — апатит-ильменитовый в габбро-анортозитах, 7 — апатит-редкометалльно-редкоземельный в щелочных метасоматитах

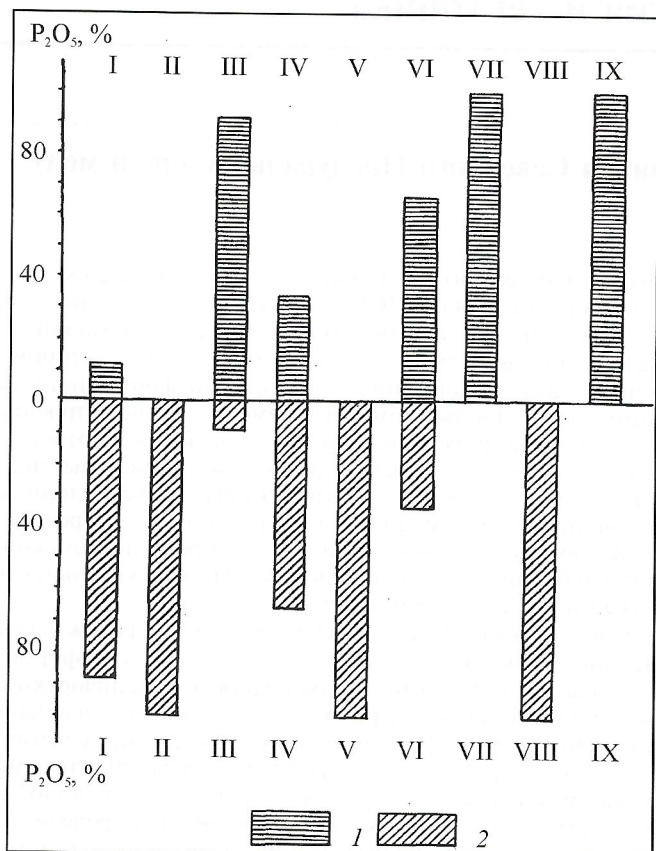


Рис. 3. Соотношение промышленно-ресурсного потенциала апатита (в пересчете на P_2O_5) рудно-формационных комплексов стадий развития земной коры, с использованием данных государственных балансов запасов апатитовых руд и материалов ВИНТИ:

стадии: 1 — кратонная, 2 — рифтовая; щитовые провинции: I — Балтийская (юго-восточная часть), II — Анабарская, III — Алдано-Становая, IV — Канадская, V — Бразильская, VI — Скандинавская, VII — Украинская, VIII — Восточно-Африканская, IX — Индостанская

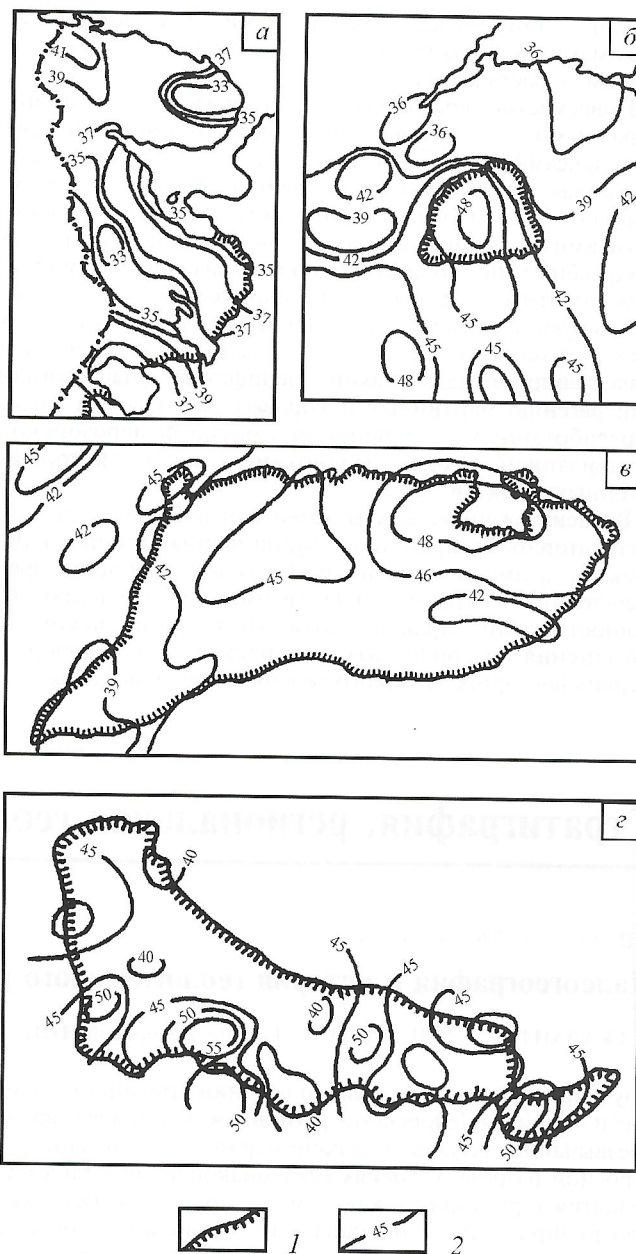


Рис. 4. Мощности литосферы щитов и их склонов, по материалам работ [2-4]:

щиты: а — Балтийский, б — Анабарский, в — Алдано-Становой, г — Украинский; 1 — граница щита; 2 — изопахиты мощности литосферы, км

содержания его в рудах незначительные (P_2O_5 2,5—5%). Общий промышленно-ресурсный потенциал апатита в этих комплексных образованиях составляет в пересчете на P_2O_5 250—280 млн.т.

Практическое значение остальных раннедокембрийских апатитоносных рудно-формационных комплексов (мраморно-гнейсовых, щелочных метасоматитов) представляется малозначительным или неопределенным.

Таким образом, в пределах рассмотренных геоструктур наблюдается различная количественная сфокусированность апатитового оруденения кратонной и рифтовой стадий. Такая же картина показательна и для других щитовых провинций мира (рис. 3). При этом щиты, имеющие более мощную литосферу (45—50 км), несут практически все апатитовое оруденение в кратонных образованиях, с менее мощной литосферой (35—42 км, рис. 4) — в основном в рифтовых. Несомненно, это

явление обусловлено различными тектоническими режимами, в первом случае преобладанием сжатия, во втором — растяжения.

Повсеместно кратонная стадия представлена многообразными апатитоносными рудно-формационными комплексами, в то время как рифтовая, наиболее продуктивная, несет существенно фойдолитовый магматизм. Именно с его производными (ийолит-уртитам, карбонатитами) связаны наиболее высококачественные и масштабные по количественной выраженности многокомпонентные апатитовые и апатитсодержащие руды, формирующие базовые месторождения во многих странах мира, включая и Россию. По всей вероятности, эти образования, обладая такой спецификой, унаследовали минерагению мантийных и коровых расплавов, а также переработанных позднепротерозойско-фанерозойской активизацией блоков зеленокаменных и проторифтогенных структур.

Вышеизложенные факты позволяют высказать тезис об индикаторности кратонных рудно-формационных комплексов, а именно: значительная их насыщенность промышленным апатитом свидетельствует о слабой продуктивности или практическом отсутствии искомого оруденения в рифтовых комплексах, и наоборот. Первичная природа такого явления, очевидно, двойка и

обусловлена либо ранним истощением фосфорноносного потенциала верхней мантии, либо, скорее всего, его сохранением в подошве и нижних слоях литосферы до неогейских катаклизмов.

Установленная взаимосвязь выраженности масштабов апатитового оруденения кратонной и рифтовой стадий представляет собой важное прогностическое звено региональных минерагенических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Аракелянц М.М. О возрасте ультраосновных-щелочных массивов Маймеча-Котуйской провинции // Советская геология. 1985. № 4. С. 103—107.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н.С.Малица, В.Л.Масайтиса, В.С.Суркова. — Л.: Недра, 1987.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита / К.О.Кратц, В.А.Глебовицкий, Р.В.Былинский и др. — Л.: Наука, 1987.
4. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев: Наукова думка, 1982.
5. Магматические горные породы. Т. 61 / Гл. ред. О.А.Богатиков. — М.: Наука, 1987.
6. Минерагения и прогноз месторождений апатита / Сост. Р.М.Файзуллин. — М.: Недра, 1991.
7. Суханов М.К., Рачков В.С. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1984. № 12. С. 115—118.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.8:551.7(62+63)(470.41.5)

© И.З.Калантар, Г.А.Шабанова, 2001

Палеогеография и история геологического развития Северного Предуралья в юре и мелу

И.З.КАЛАНТАР, Г.А.ШАБАНОВА (Тимано-Печорский НИЦ)

Изучение юрских и меловых отложений континентальной части Тимано-Печорского региона в настоящее время чрезвычайно актуально. Закономерности, выявленные в строении разреза, условиях осадконакопления, этапности развития территории в юре и мелу, могут способствовать прогнозированию направлений поисков ловушек углеводородов на Баренцевоморском шельфе. Здесь в них обнаружены крупные месторождения углеводородов, но разрез слабо изучен.

Юрским и меловым отложениям Северного Приуралья и шельфа Баренцева моря посвящены работы В.С.Кравец, В.А.Захарова и З.З.Ронкиной, С.А.Чирвы, Н.К.Куликовой, С.В.Лыжурова [1—9] и др.

В Тимано-Печорском регионе юрские и меловые отложения широко развиты на территории Тимано-Печорской плиты (ТПП), локально распространены на наиболее погруженных участках севера гряды Чернышева и северо-западной окраины Косью-Роговской впадины (рис. 1). Судя по геофизическим данным и результатам изучения пространственного соотношения толщ в обнажениях и по скважинам, юрские отложения залегают со стратиграфическим параллельным и угловым несогласием на размытой поверхности разных горизонтов триаса, в краевых частях Предтиманья, Предуральского прогиба, на валах Сорокина, Гамбурцева, Сарембой-Лекеягинский, Печоро-Кожвинский и др. — на пермских и более древних отложениях.

Изучение большого фактического материала, полученного за последние годы при бурении, проведение исследований с применением метода историко-геологического анализа позволили достаточно полно воссоздать

эволюцию развития Тимано-Печорского седиментационного бассейна (ТПСБ) в юрско-меловой период. Он подразделен на два мегаэтапа: юрско-неокомский и аптско-позднемеловой, с которыми связано формирование двух одноименных структурно-формационных комплексов. Данные комплексы имеют сложное строение и разделены поверхностями несогласий и соответствующими им согласными границами. Мегаэтапы подразделены на более мелкие этапы, обусловленные периодической сменой трансгрессий и регрессий: раннеюрский, среднеюрский, позднеюрско-неокомский, апт-альбский и позднемеловой. Продолжительность каждого этапа 20—35 млн. лет (рис. 2).

Однако юрско-меловая седиментация сопровождалась неоднократными региональными и внутриформационными размытиями, мелководность позднеюрского морского бассейна приводила к частому размыву донными течениями отложившихся толщ. Кроме того, разрез характеризуется неравномерными вертикальными и латеральными показателями палеонтологических и литологических данных, что затрудняет определение границ некоторых подразделений и не всегда удается детально расчленивать такой разрез. Это касается границ между нижней и средней юрой, оксфордским и кимериджским ярусами. Неокомские и апт-альбские отложения не разделены. Не всегда однозначно интерпретируется генетическая природа отдельных толщ (среднеюрская песчаная). Вследствие этих причин представленная характеристика некоторых этапов носит условный характер, а построенные литолого-фациальные карты (масштаб 1:1 000 000) отражают секвенции разного

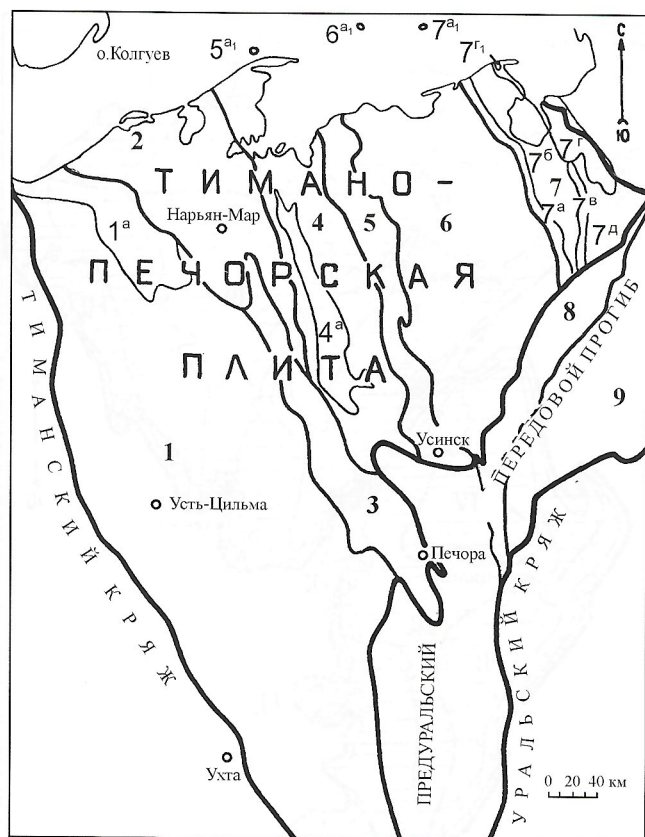


Рис. 1. Тектоническая схема:

1 — Ижма-Печорская синеклиза; 1^a — Седухинский вал; 2 — Малоземельско-Колгуйевская моноклинал; 3 — Печоро-Кожвинский мегавал; 4 — Денисовский прогиб; 4^a — Тибейвиская депрессия; 5 — Колвинский мегавал; 5^{a1} — Поморская структура; 6 — Хорейверская впадина; 6^{a1} — Северо-Гуляевская структура; 7 — Варандей-Адзвинская структурная зона; 7^a — вал Сорокина; 7^{a1} — Приразломная структура; 7^b — Морейюская депрессия; 7^{b1} — вал Гамбурцева; 7^c — Сарембой-Лекейягинский вал; 7^{c1} — Медынская структура; 7^d — Верхне-Адзвинская депрессия; 8 — гряда Чернышева; 9 — Косью-Роговская впадина

порядка: образование одних проходило в течение одного—двух этапов (рис. 3, а, е), других — в определенные фазы отдельных этапов (см. рис. 3, б—д).

Началу ранней юры отвечает региональный перерыв в осадконакоплении, протекавший в субаэральных условиях гумидного климата. Во время данного перерыва формировались мощные коры выветривания, в дальнейшем подвергавшиеся размыву с накоплением на аккумулятивной равнине песчаных толщ с каолинитом.

В ранней и средней юре произошла значительная перестройка на Урале и Тимане, менее существенная — на территории ТПП. Изменение структурного плана выразилось в складчато-надвиговых деформациях, связанных с образованием Новоземельско-Пайхойской складчатой системы в результате столкновения Евро-Азиатского континента с Сибирским [7]. В раннеюрский этап осадочная аккомодация окончательно сместилась на север вследствие общего прогибания этой части территории в сторону Баренцевоморского бассейна.

До тоарского века территория ТПП и Предуральского прогиба представляла собой невысокую денудационную равнину, смыкавшуюся с более высокими и расчлененными Тиманской и Уральской возвышенностями, с которых, возможно, денудированные осадки сносились палеопотоками на север в область аккумуляции на современном Печорском шельфе, где, по данным

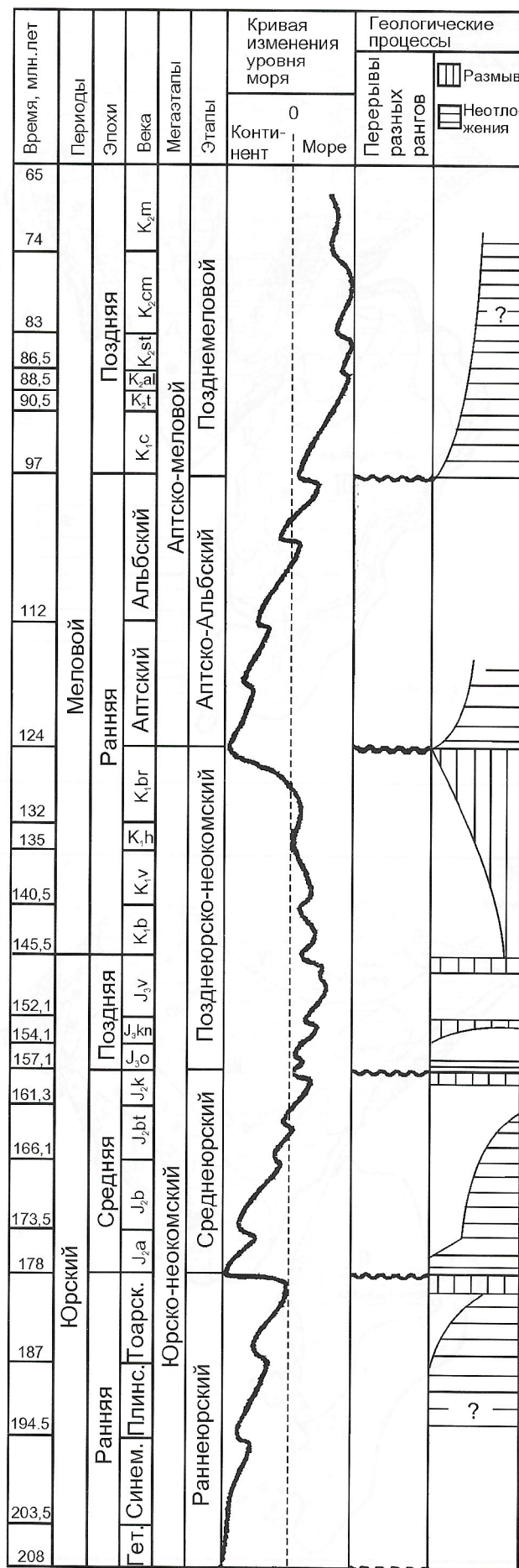
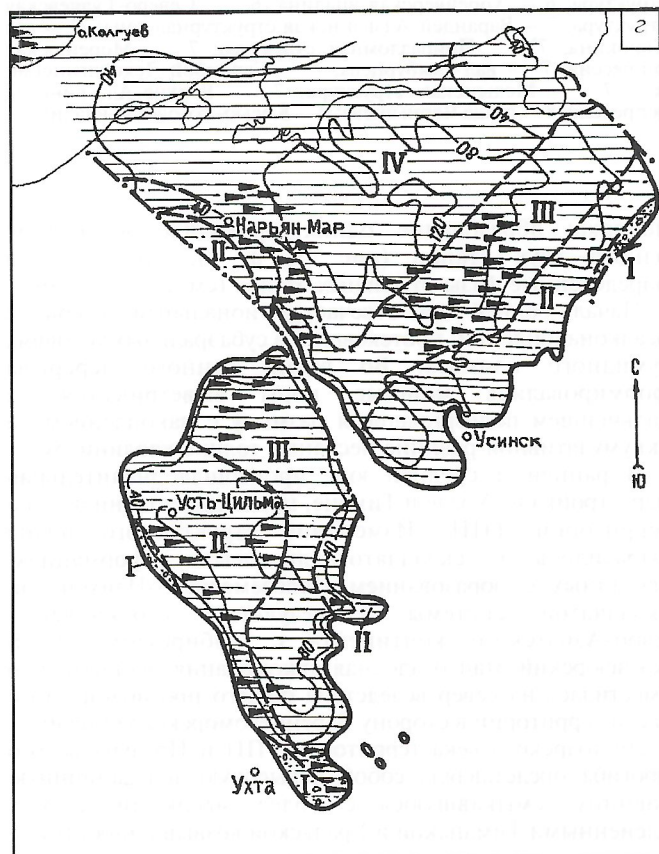
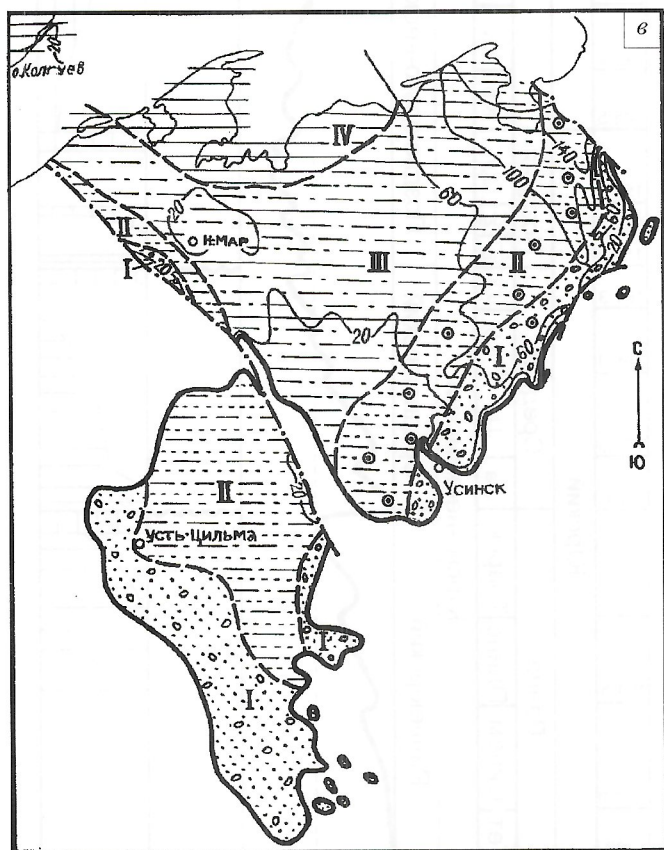
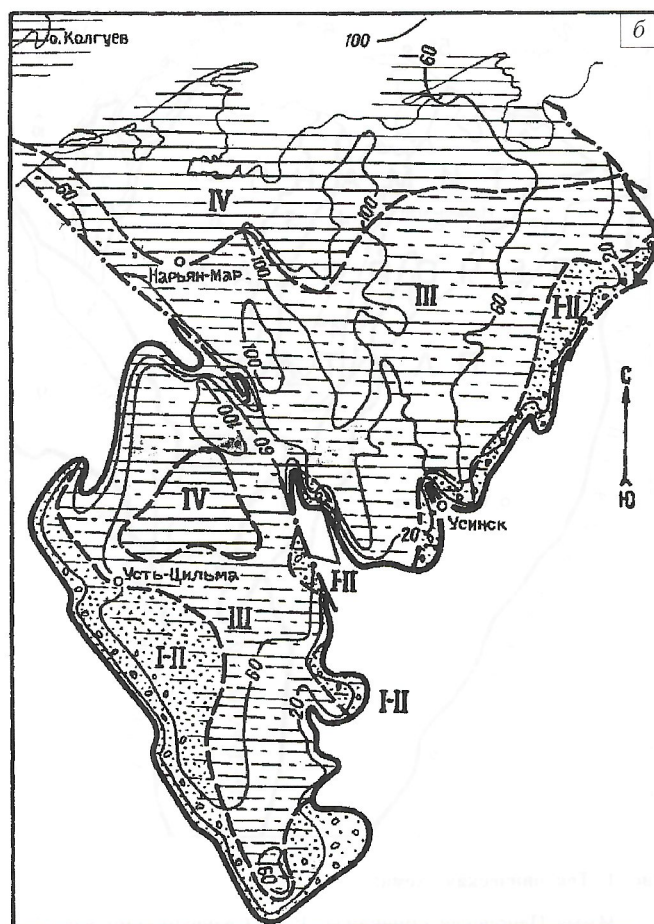
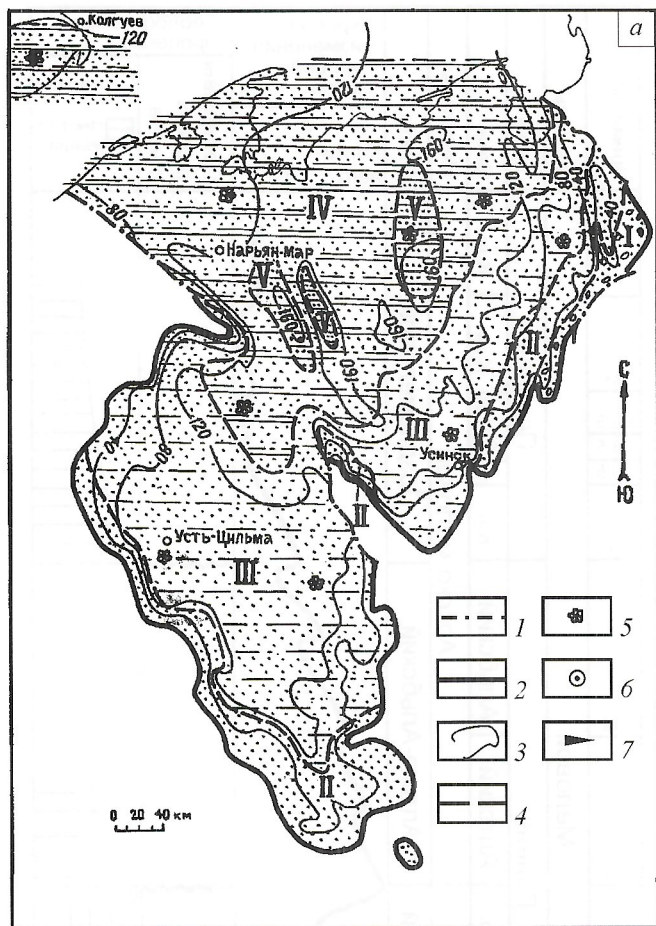


Рис. 2. Кривая относительного изменения уровня моря



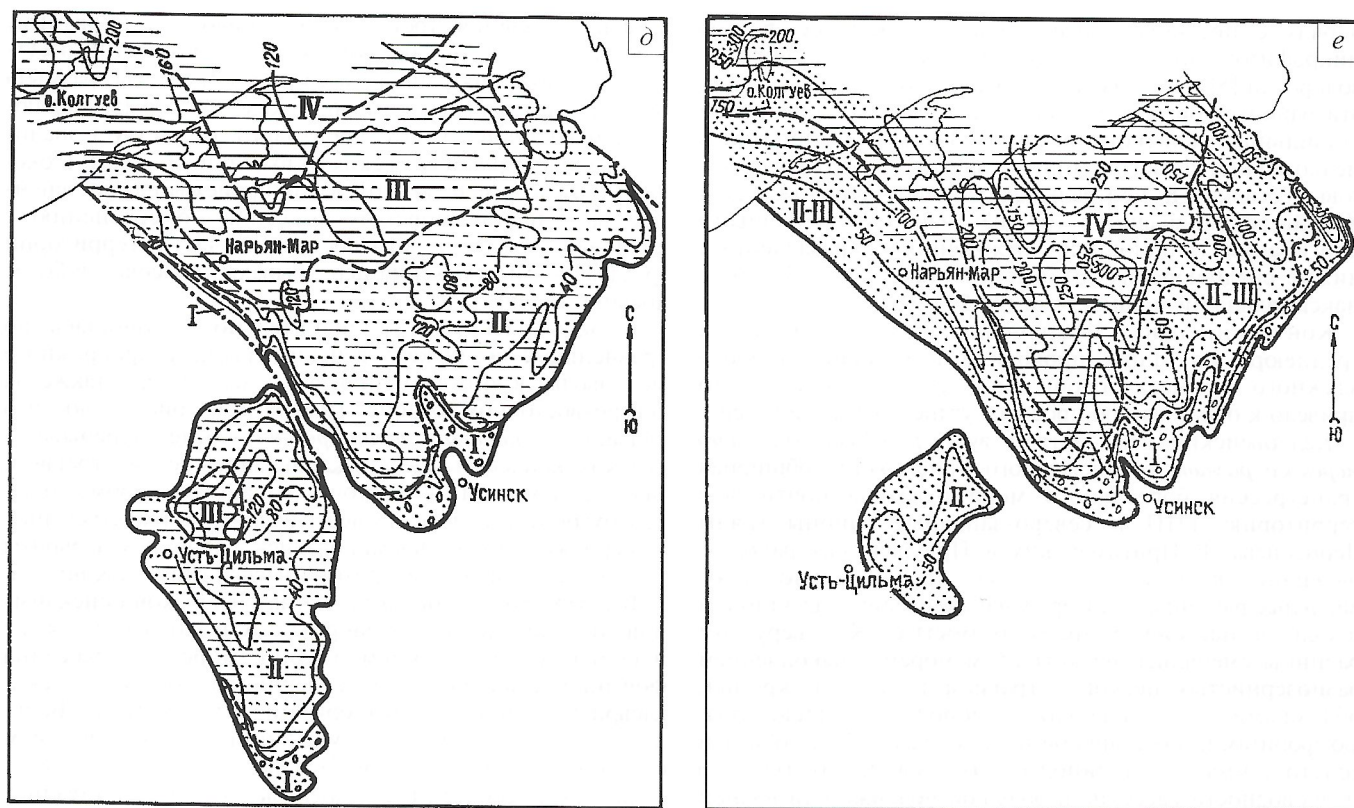


Рис. 3. Литолого-фациальная схема:

а — нижняя—средняя юра: литолого-фациальные зоны: I — пролювиально-аллювиальные равнины, галечники, пески с гравием и галькой, II — аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины, пески, маломощные прослои глин, алевролитов, III — аллювиально-озерные равнины, переходящие вверх по разрезу в приморские, изредка заливаемые морем, пески с прослоями алевролитов и глин, IV — супралитераль — приморские низменные равнины, изредка заливаемые морем, пески и тонкослоистые глинисто-алевритово-песчаные породы, V — супралитераль с терригенно-глинистым осадконакоплением; *б* — келловейский ярус средней юры: сублитераль: I — мелководная зона шельфа (внутренний шельф) с песчаным осадконакоплением (пески, гравий, подчиненные — глины, алевролиты), II — песчано-алевритовое осадконакопление, III — алевритовое, глинистое, глинисто-карбонатное накопление, IV — глинисто-алевритовое и глинисто-карбонатное осадконакопление, V — супралитераль с глинисто-карбонатным осадконакоплением; *в* — оксфордско-кимериджский ярус верхней юры: литолого-фациальные зоны см. рис. 3, *а*; *г* — волжский ярус верхней юры: сублитераль: I — мелководная зона внутреннего шельфа с накоплением известковистых алевролитов, песков, редким гравием, II — глинисто-алевритовое и глинисто-карбонатное осадконакопление, III — глинисто-карбонатное осадконакопление, IV — средняя умеренно-глубоководная зона внешнего шельфа с глинисто-карбонатным осадконакоплением; *д* — неокимский надъярус нижнего мела: литолого-фациальные зоны см. рис. 3, *а*; *е* — апт-альбский ярус нижнего мела: литолого-фациальные зоны см. рис. 3; 1 — разломы; 2 — границы современного выклинивания; 3 — изопакиты; 4 — границы литолого-фациальных зон; 5 — фораминиферы; 6 — оолиты лептохлоритов; 7 — битуминозные горючие сланцы

сейсморазведки, намечались авандельтовые тела и речные врезы [10].

В **раннеюрский этап** аккумуляция на территории ТПСБ началась, очевидно, с тоара [5] на ограниченных площадях и протекала в условиях нарастающей континентальной «трансгрессии». Сначала сильно выветренный обломочный материал с Тимана и Урала, а также размывавшихся палеоподнятий (Седухинский вал, центральная и южная части Печоро-Кожвинского мегавала, в меньшей степени валы Сорокина, Гамбурцева, Сарембой-Лекейгинский) сносятся множеством речных потоков в понижения рельефа. Осаждались светло-серые и серые олигомиктовые пески с каолинитом: в базальных слоях — разнотерные с гравием и галькой кремня и подстилающих пород, выше — мелко-среднетерные с подчиненной долей глин серых, иногда пестроцветных, с конкрециями сидерита, большим количеством растительного детрита. К концу ранней юры по мере заполнения палеовпадин территория превратилась в озерно-аллювиальную равнину, где накапливались тонкослоистые алевроитоглинистые сероцветные осадки. В окраинных, более приподнятых частях территории осадконакопление началось в средней юре и до середины батского века повсеместно проходило в континентальных условиях.

В начале ааленского века имел место перерыв в осадконакоплении, что выразилось в накоплении в базальных слоях средней юры песков с гравием и галькой. В палеовпадинах аккумуляция, возможно, была непрерывной.

На **среднеюрском этапе** территории Тимана, Урала и Предуралья по-прежнему оставались областями питания, а на плите расширялись области осадконакопления. Вдоль Тимана на западе и Предуральской возвышенности на востоке в условиях пролювиально-аллювиальных равнин накапливались светло-серые олигомиктовые пески разнотерные с гравием и галькой, обломками обугленной древесины, периодически алевроиты и глины. Большая часть этих осадков была уничтожена внутрiformационными и постюрскими размывами. К северо-западу от Предуральской и северо-востоку от Притиманской пролювиальных равнин располагались аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины (см. рис. 3, *а*). На этих равнинах в начале этапа осаждались средне-крупнотерные пески, позднее в прибрежных условиях тонкослоистые песчано-алевритоглинистые осадки с растительным детритом.

В северо-восточной части Ижма-Печорской синеклизы и северных районах ТПСБ в осадках, начиная с байосса,

наряду с пресноводными появились морские формы микрофитопланктона, а в батском веке — только морские водоросли [5], что связано, прежде всего, с ингрессиями в эти районы морского бассейна, а затем с установлением стабильного морского режима. Здесь формировались мелкозернистые пески, тонкослоистые глинисто-алевритовые осадки. В центральных районах Денисовской и Хорейверской впадин в участках наиболее устойчивого прогибания накопились отложения неразделенных ниже-среднеюрских отложений (см. рис. 3, а) с максимальными мощностями (до 200 м).

Континентальное осадконакопление в ранне- и среднеюрскую эпохи проходило в условиях теплого влажного климата и обильной растительности, что привело к образованию прослоев углистых глин и углей.

Келловейский век соответствует *фазе максимального морского разлива* среднеюрского этапа, когда обширная трансгрессия бореального моря охватила почти всю территорию ТПП и северо-западные районы гряды Чернышева. В Притиманских и Приуральских районах, очевидно, располагались узкие пролювиально-аллювиальные равнины, в которых накапливались галечники и пески, в настоящее время размытые. К северу эти равнины сменялись мелководным морем с накоплением разнозернистых песков с гравием и галькой кремня, обломками подстилающих пород и древесины, фосфоритами, волноприбойными знаками. Здесь обитали толстостенные пелециподы. Это свидетельствует о мелководности бассейна и большой подвижности водной среды. Мелководные морские осадки краевых частей бассейна седиментации также в значительной степени были уничтожены последующими размывами. Они сохранились лишь в виде узких полос вдоль юго-западных и северо-восточных окраин (см. рис. 3, б).

Всю остальную территорию за исключением самой северной части бассейна и локального участка на севере Ижма-Печорской синеклизы занимало мелководное море с обломочным и глинистым осадконакоплением. Здесь осаждались алевриты, глины, сидеритовые илы, иногда мелкозернистые пески — средний келловей (см. рис. 3, б).

В северной части территории на умеренно глубоководном шельфе формировались преимущественно глинистые, реже алевритоглинистые осадки (см. рис. 3, б). В келловейском морском бассейне повсеместно возникали условия сероводородного заражения, что привело к образованию пиритовых конкреций во всех разностях пород. Часто осадки содержали примесь кальцита, сидерита, которые позже обособились в конкреционные прослои толщиной до 1 м. В бассейне повсеместно существовали условия для обитания двустворок, аммонитов, белемнитов, фораминифер. Мощности келловейских осадков, так же как ниже-среднеюрских, достигают максимума (до 110 м) в центральных частях Денисовской впадины (Тибейвисская депрессия) и Колвинского мегавала, на севере Ижма-Печорской синеклизы.

В конце келловейского—начале оксфордского веков произошел общий подъем территории, завершившийся перерывом в осадконакоплении. Эти процессы сопровождались частичным размывом на приподнятых участках позднекелловейских осадков [4].

На *позднеюрско-неокомском этапе* выделены фазы: *трансгрессивная* (оксфордский, кимериджский и ранне-волжский века), *максимального разлива* (средне-поздне-волжский век), когда обширная бореальная трансгрессия, по площади сопоставимая с келловейской, охватила всю описываемую территорию, и *регрессивная* (неоком).

Несмотря на обширность морской трансгрессии, условия были крайне мелководные. Деятельность подводных течений, уменьшение количества поступающего материала, пульсационные замедления погружения в

моменты падения уровня моря приводили к размыву накопившихся ранее осадков. Почти повсеместно отсутствуют отложения раннего и среднего оксфорда, размыта большая часть позднекимериджских осадков (за исключением восточной части территории), отсутствует значительная часть ранневолжских отложений. В целом, в оксфордском и кимериджском веках происходило постепенное расширение морского бассейна по сравнению с келловейским — в юго-восточной части территории (р.Адзьева) эти отложения перекрывают триасовые и более древние толщи.

В оксфордском веке значительно увеличилась по сравнению с позднекелловейским площадь прибрежного мелководья в юго-восточной части бассейна, а также на северо-восточном склоне Тимана (см. рис. 3, в), что связано с *началом трансгрессии* после перерыва в осадконакоплении. Здесь накапливались пески с гравием, галькой кремней, в восточных районах, кроме того, лептохлоритовые илы. По мере увеличения трансгрессии в кимериджском веке формировались в основном алевриты и глины с пиритом, сидеритом, фосфатами, глауконитом.

В северо-восточной части Ижма-Печорской синеклизы и полосе западнее зоны прибрежного мелководья в связи с небольшим увеличением глубин морского бассейна формировались более мелкозернистые осадки: пески, алевриты, глины с лептохлоритами, глауконитом. Большую часть бассейна седиментации, за исключением северной окраины Тимано-Печорской плиты, занимала зона открытого среднего шельфа, где накапливались алевриты, глины с глауконитом, фосфатами. В северной части бассейна седиментации обособилась зона относительно глубоководной части шельфа, где осаждались глины, реже алевриты с глауконитом (см. рис. 3, в). В кимериджском веке Печорское море через понижения в рельефе Урала, который представлял собой в это время сильно денудированную возвышенность, сообщалось с Западно-Сибирским [4].

В оксфордско-кимериджское время на всей описываемой территории море имело нормальную соленость и условия для обитания обильной фауны: аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер, радиолярий, илоедовых организмов. Суммарная мощность оксфордско-кимериджских отложений увеличивается от первых метров в Ижма-Печорской синеклизе до 185 м на востоке Варандей-Адзьевинской структурной зоны за счет наращивания объемов кимериджа.

Максимальной морской трансгрессией в юрском периоде отмечен средне-поздневолжский век. Существенно сократилась по сравнению с кимериджским веком зона прибрежного мелководья. Она занимала лишь южную и западную части Ижма-Печорской синеклизы, а также самую юго-восточную окраину ТПП. Здесь накапливались мелкозернистые пески, алевриты, иногда известковистые, с примесью глауконита и фосфатов. В центральной части Ижма-Печорской синеклизы и в полосе северо-западнее области прибрежного мелководья (см. рис. 3, г) в относительно мелководном море на сублиторали отлагались глины известковистые неравномерно алевритистые и алевриты, в начале века иногда ракушняки. Во всех осадках содержатся обильный детрит двустворок, примесь глауконита, фосфатов, пирита.

Расширилась зона умеренно глубоководного шельфа в центральной и северной частях Тимано-Печорской плиты (см. рис. 3, г). Здесь накапливались сильно известковистые глины, иногда переходящие в мергели с примесью пирита. На всей описываемой территории обитали многочисленные двустворки, аммониты, белемниты, фораминиферы, илоедовые организмы. На отдельных обособленных участках в Ижма-Печорской синеклизе, Малоземельско-Колгуевской моноклинали, в централь-

ных районах Колвинского мегавала и Хорейверской впадины накапливались битуминозные илы, впоследствии преобразованные в горючие сланцы. По одной из точек зрения [6], образование керогена горючих сланцев связано с разложением фитопланктона, осаждение которого шло из морских вод в литологическом ряду между алевроитами и глинами, и не было связано напрямую только с глубинами бассейна, а зависело от направления и интенсивности придонных течений. Поэтому участки развития горючих сланцев приурочены к разным структурно-фациальным зонам (см. рис. 3, г).

Мощности волжских отложений максимальны (120 м) в центральной части Хорейверской впадины и сокращаются к северу (до 20 м) на о. Колгуев и Северо-Гуляевской площади.

С завершающей *регрессивной фазой* позднеюрско-неокомского этапа связано осадконакопление в неокоме. В начале неокома произошел общий подъем территории, который сопровождался частичным размывом волжских отложений. В связи с этим повсеместно стали накапливаться более крупнозернистые, чем в волжском веке, осадки: в берриасском веке — алевроитовые глины и алевроиты, в валанжинском — алевроиты, реже мелкозернистые пески и алевроитовые глины, в готеривском — неотсортированные глинисто-песчаные с гравием и мелкой галькой, в барремском — алевроитистые глины и алевроиты. Во всех разностях пород имеются значительная примесь глауконита, фосфаты, иногда пирит. По-прежнему в неокомском бассейне существовали условия для обитания обильной фауны: двустворок, аммонитов, белемнитов, фораминифер, илоедовых организмов.

Зона прибрежного мелководья (см. рис. 3, е) занимала большую площадь, чем в волжском веке и была приурочена к западной части Ижма-Печорской синеклизы, крайнему югу Денисовской впадины и Колвинского мегавала. Здесь накапливались пески с гравием и галькой, с примесью глауконита, иногда фосфатов. На большей части Ижма-Печорской синеклизы, в юго-восточных районах Денисовской и Хорейверской впадин, Колвинского мегавала (к северо-западу от зоны прибрежного мелководья) на обширной сублиторали осаждались алевроиты, алевроитовые глины. Причем содержание последних увеличивалось в северном направлении, где еще сохранились относительно глубоководные условия (см. рис. 3, д).

В северо-западной части ТПП (см. рис. 3, д) на умеренно-глубоководном шельфе, площадь которого существенно сократилась по сравнению с волжским веком, накапливались глины, глинистые алевроиты, часто с примесью пирита. Резко изменился в неокоме по сравнению с юрским временем характер распределения мощностей — наибольшие (до 200 м) зафиксированы в северо-западной части территории (о. Колгуев). Завершился позднеюрско-неокомский этап поднятием территории и установлением на ней континентальных условий.

Началу нового большого *аптско-позднемелового этапа* предшествовали перерыв и перестройка структурного плана. Доказательство этого — залегание аптских отложений на размытой поверхности волжского яруса в восточных районах, а в единичных разрезах (Степковожская площадь) — на дислоцированных образованиях палеозоя; прослеживается отчетливый регрессивный характер неокомских отложений и прогрессивное строение аптско-альбских. Начало этапа характеризовалось повышенной сейсмической активностью в южной части современного шельфа Баренцева моря [10] и вспышкой базальтового вулканизма, зафиксированной на Новой Земле.

В начале этапа в результате усиления тектонической активности территории резко обозначились структуры в пределах Денисовского прогиба, Колвинского, Сорокинского валов. Печоро-Кожвинский мегавал, очевидно, уже не испытывал крупных отрицательных движений, а служил областью денудации. Ижма-Печорская синеклиза имела более высокое гипсометрическое положение, чем северная и северо-восточная части ТПСБ. Обломочный материал сносился с возвышенностей Среднего Тимана, Печоро-Кожвинского мегавала, Предуральской. На юго-востоке Варандей-Адзвинской области с тектонической активностью по разломам северо-западного простирания связано формирование горста Чернова (Вашуткино-Талотинский надвиг). В начале этапа в понижениях рельефа, а также в южной и восточной периферийных частях территории на денудационно-аккумулятивной равнине накапливались осадки пролювиальных конусов выноса с палеоподнятий, перечисленных ранее, и многочисленных речных водотоков — разнотерристые олигомиктовые пески с гравием и галькой. Прибортовые пролювиально-аллювиальные равнины в глубь бассейна переходили в аллювиальные и озерно-аллювиальные (см. рис. 3, е). Эта зона захватывала большую часть Варандей-Адзвинской области, центральные районы Хорейверской впадины, юг Колвинского мегавала, а далее протягивалась узкой полосой вдоль восточных бортов Печоро-Кожвинского поднятия и Седухинского вала, захватывая южную часть о. Колгуев. На этих равнинах формировались мелко-среднезернистые пески, реже тонкослоистые песчано-алевритоглинистые осадки озерного генезиса, содержание которых увеличивалось по мере нарастания континентальной «трансгрессии».

Центральную и северную части Денисовского прогиба, Колвинского мегавала и Хорейверской впадины занимали прибрежные аллювиально-озерные равнины, с поздне-аптского времени периодически заливавшиеся бореальным морем (см. рис. 3, е). Здесь накапливались мелкозернистые пески, алевроиты с растительным детритом, обитали илоеды, а в периоды морских инъекций осаждались глинисто-алевритовые тонкослоистые осадки с фораминиферами.

Мощности апт-альбских отложений сильно искажены последующими размывами в настоящее время достигают 300 м в Тибейвиской депрессии и Хорейверской впадине, устойчивое прогибание которых сохранялось с раннеюрской эпохи. Активное прогибание испытывала в это время территория, примыкающая к Вашуткино-Талотинскому надвику, где в узкой полосе накапливались пески, обогащенные гальками и гравием, мощностью более 350 м. Ижма-Печорская синеклиза была отделена от основного бассейна Печоро-Кожвинским поднятием, продолжавшимся на Седухинский вал. Осадконакопление проходило лишь в северной части, где накапливались аллювиальные осадки: пески разнотерристые, в конце этапа мелкозернистые, алевроиты, глины с растительным детритом. Мощности составляли около 50 м.

Позднемеловой этап отвечает стадии максимального распространения трансгрессии крупного аптско-поздне-мелового этапа. В настоящее время верхнемеловые отложения (турон—маастрихт) распространены лишь в северо-восточной части Косью-Роговской впадины, залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя. Они, очевидно, связаны с интессиями моря из Западной Сибири через понижения в Уральской суше. Здесь накапливались пески олигомиктовые, кварц-глауконитовые с гравием, галькой, которые по мере развития трансгрессии сменялись опоками глинистыми, песчанистыми, алевроитистыми с

«банками» устриц, фораминиферами, радиоляриями. Их мощность достигает 185—250 м. Условно выделенные верхнемеловые отложения в юго-восточной части Варандей-Адзвинской структурной зоны залегают на апт-альбских образованиях и сложены песками глауконитовыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дедеев В.А. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области // Тр. ВНИГРИ. 1966. С. 43—79.
2. Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина З.З. и др. Палеогеография севера СССР в юрском периоде // Тр. Института геологии СО АН СССР. 1983. Вып. 573.
3. Кравец В.С., Месежников М.С., Слонимский Г.А. Строение юрско-меловой толщи в бассейне р.Печоры // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР: Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 388. С. 27—41.
4. Кравец В.С., Чирва С.А. Палеогеография Тимано-Уральской области в поздней юре // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск, 1983. С. 165—179.
5. Куликова Н.К. Строение и палинотратиграфия континентальной юры Тимано-Печорской области. // Био- и секвенстратиграфия нефтегазоносных бассейнов: Тез. докл. Второго Междунар. Симпозиума. С.-Пб., 1997.
6. Льюров С.В. Юрские отложения Севера Русской плиты. — Екатеринбург: УрО РАН, 1996.
7. Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42—61.
8. Чирва С.А., Куликова Н.К. Сопоставление средне-юрских-келловейских отложений бассейнов рек Сысолы, Яранги и Печоры // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 87—101.
9. Чирва С.А. Детальная биостратиграфия нижнемеловых отложений р.Печоры // Биолитостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л., 1990. С. 137—155.
10. Шипелькевич Ю.В. Прогнозирование юрских обстановок осадконакопления на акваториальном севере Тимано-Печорской провинции (по данным сейсморазведки) // Тез. докл. XI всесоюзной конференции. Сыктывкар, 1988. Т. 1. С. 34—35.

УДК 551.248.2(282.256.341)

© Г.Ф.Уфимцев, Т.М.Сковитина, 2001

Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала

Г.Ф.УФИМЦЕВ, Т.М.СКОВИТИНА (ИЗК СО РАН)

Парадокс байкальской геодинамики [8] — интенсивные неоген-четвертичные перемещения по зоне Обручевского сброса на западном борту рифта и высокие современные сейсмичность и тепловой поток на восточном борту рифта и в его подошве — заставляют обратить внимание на новейшую структуру последнего. Традиционно и без существенных структурных доказательств новейшая структура восточного борта Байкальского рифта трактуется как определяемая изгибовой деформацией [10]. Так ли это?

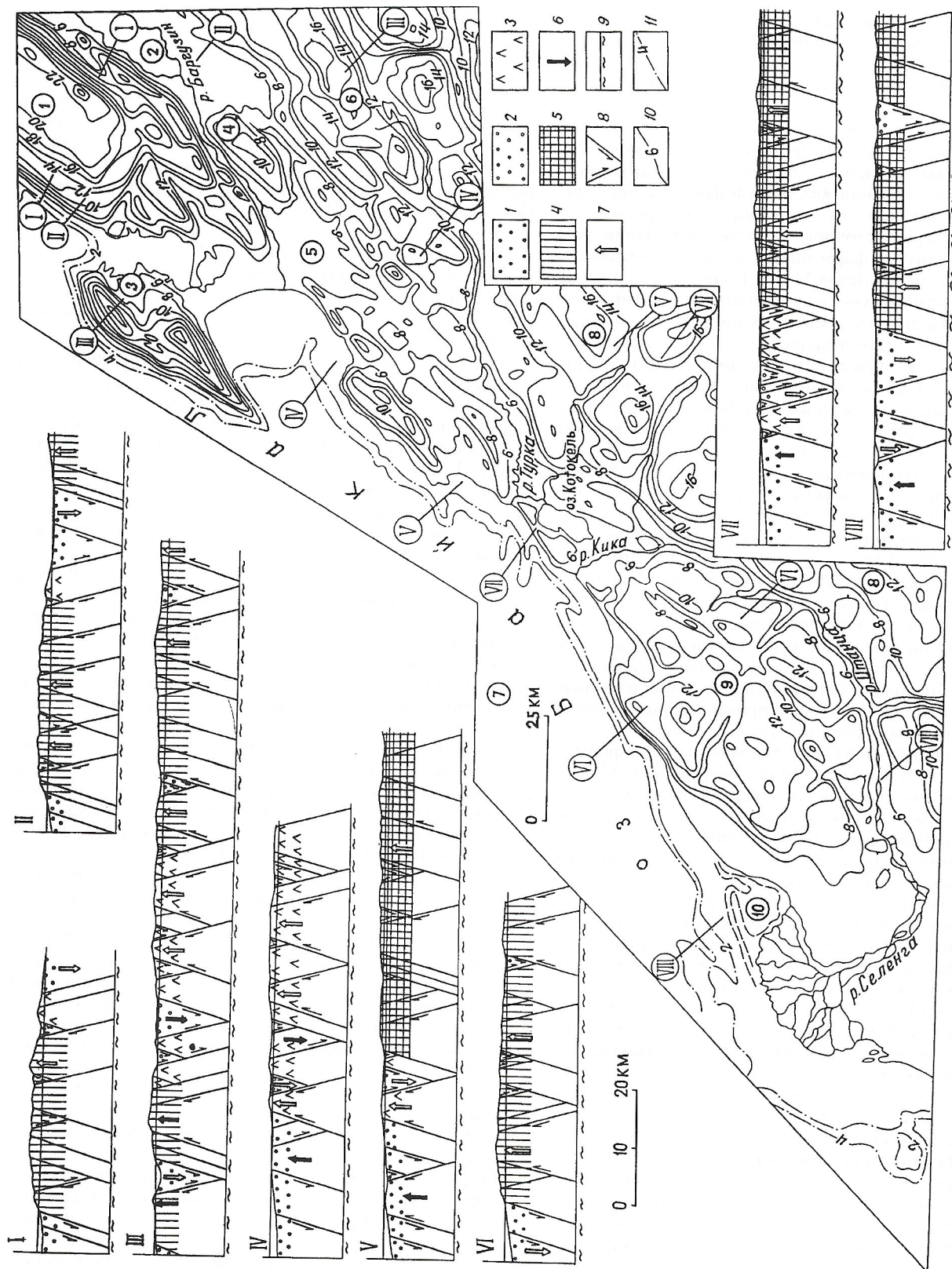
Для ответа на этот вопрос были построены карта тектонического рельефа восточного побережья Среднего Байкала (рисунок) по методике, представленной в работе [5], карта молодых разломов этого района, выделенных по линейным элементам рельефа. Последняя была использована для составления серии разрезов с геодинамической нагрузкой и определения соотношений молодых разломов между собой на глубине или, вернее, в верхней литосферной пластине, которая имеет мощность в среднем 12 км и ограничена снизу зоной рассредоточенного горизонтального срыва (делителя, детачмента, волновода мощностью 5 км, по геофизическим данным [3, 7]). Часть этих разрезов показана на рисунке. Результаты анализа новейшей структуры восточного борта рифта на Среднем Байкале приведены ниже.

Поднятия хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы сопровождают Байкальский рифт и входят в систему сводов юго-восточного крыла Байкальской рифтовой зоны. На крыльях сводов в тектоническом рельефе хорошо видны преимущественно наклонные горсты и глыбовые поднятия с наклонами вершинной поверхности в сторону Байкала. Они образуют ансамбли с профилем односторонней пики — следствие распространения антитетических сбросов с падением сместителей под осевые части сводов и относительным отставанием в воздыманиях блоков в этом же направлении. Это компенсирует растяжение верхних кромок сводовых изгибов. Существенно значение и поперечных линейментов северо-западного простирания, разделяющих крылья сводов на секции со средним шагом около 25 км. Эти разломы выражены преимущественно линейными понижениями тектонического рельефа.

Между цепью сводов юго-восточного крыла рифтовой зоны и побережьем Байкала наблюдаются полоса шириной 35 км и более со сложным тектоническим рельефом, а также Баргузинская впадина. Между нею и Байкальским грабеном расположено поднятие Баргузинского хребта, основная часть которого представляет собой крупный, наклонный к Байкалу горст. С юго-запада он ограничен разломом, продолжающимся в днище Байкальского рифта и выраженным уступом, ограничивающим с северо-запада блоки Чивыркуйского залива и п-ова Святой Нос. С юго-запада и востока к Баргузинскому горсту примыкает сложный ансамбль горстов промежуточных тектонических ступеней, включая и малые впадины, который, видимо, ассоциирует с межвпадинной перемышкой, разделяющей Баргузинскую впадину от Усть-Баргузинской, входящей уже в состав Байкальского рифта. Она представляет собой комбинацию центрального горста и сопровождающих его долины-грабена вдоль р.Баргузин и малой Гусихинской впадины, оформляющей широкий тектонический проход из Байкальского рифта в Баргузинский.

Крупное горное поднятие Морского хребта расположено на побережье Байкала, между низовьями рек Селенга и Кика. Это асимметричное глыбовое поднятие с наклонным юго-восточным крылом, отделенным продольной долиной-грабеном от высоких тектонических ступеней и горстов на северо-западе. Система поперечных линейментов рассекает Морское глыбовое поднятие с шагом 25—35 км.

Между Морским и Баргузинским хребтами на восточном побережье Байкала мы наблюдаем сложную систему разновысотных тектонических ступеней, горстов и малых впадин, как бы нарастающих или сопровождающих подводный борт грабена. Они образуют с ним единый структурный ансамбль на трех геоморфологических уровнях: среднегорья Голондинского хребта; низких равнин, холмогорий и низкогорий побережья; подводного берегового склона озерной котловины. Первые два уровня хорошо обособлены и представляют собой разновысотные мегаступени тектонического рельефа на борту Байкальского рифта, а третий уровень — скат, структурно связанный с нижней береговой мега-



Карта тектонического рельефа восточного побережья Байкала и геодинамические разрезы:

погружающиеся днища: 1 — рифтов, 2 — малых впадин; 3 — блоковые поля с дифференцированными перемещениями по разломам; воздымания: 4 — общие глыбовые, 5 — сводовые; перемещения блоков: 6 — инверсионные, 7 — устойчивой направленности; 8 — направления перемещения в активных крыльях разломов; 9 — кровля зоны срыва (делителя-волнового); 10 — изолинии тектонического рельефа оз. Байкал, 10² м; 11 — то же, изобаты дна, 10² м; арабские цифры в кружках: 1 — Баргузинский хребет, 2 — Баргузинская впадина, 3 — полуостров Святой Нос, 4 — междувпадинная перемычка, 5 — Устьбаргузинская впадина, 6 — Голодинский хребет, 7 — Байкал, 8 — хр. Улан-Бургасы, 9 — хр. Морской, 10 — залив Провал; римские цифры — геодинамические разрезы

ступенью, многие элементы которой продолжают и под уровнем озера. Примером могут служить протяженные береговые и прибрежные горсты между устьями рек Турка и Баргузин (Черная Грива, Катковский), имеющие подводные продолжения в форме структурных мысов. Такая же ситуация и у п-ова Святой Нос.

Мегаступень Голодинского хребта преимущественно состоит из разновысотных ступеней и горстов, в пределах которых высоты тектонического рельефа достигают 2000 м. В нее входит также малая Верхнеамбуйская впадина, днище которой расположено на высотах 950—1100 м. Эта впадина в геологическом отношении практически не изучена. Другая характерная особенность Голодинской мегаступени — наличие небольших понижений прямоугольной или квадратной формы с поперечниками 2,5—4 км, как бы нанизанных на продольные линейные северо-восточного простирания. Примером такого рода вытянутых форм может служить понижение в верховьях рек Усман и Левая Малая Гусиха; юго-западнее в эту же линейную зону входит целая гирлянда понижений квадратной формы. В их пределах в верховьях рек наблюдаются гидрографические узлы в результате схождения трех и более истоков либо слабо дренированные заболоченные понижения, расположенные, в сущности, в пределах вершинного пояса среднегорья. Судя по всему, эти понижения тектонического рельефа представляют собой клиновидные опущенные блоки, ограниченные сходящимися на глубине сместителями широкой зоны молодого разлома. Здесь, по-видимому, мы наблюдаем одну из характерных особенностей приповерхностной тектоники в условиях рифтогенеза и растяжения литосферы — тектонические просадки клиновидных блоков [7]. Заметим еще раз, что эти блоки небольших горизонтальных размеров.

Подобные малые погружения наиболее распространены в пределах низкой береговой мегаступени. Однако здесь они часто не имеют ясного морфологического обособления, поскольку окружающие их относительные поднятия или ступени часто денудированы до холмогорий или денудационных равнин типа педиментов, что указывает на прогрессирующее разрушение этих форм и даже вовлечение их в инверсионные погружения. Можно говорить о том, что большая часть береговой мегаступени подготовлена к обрушению и присоединению к уровню подводного борта Байкальского рифта. Здесь мы наблюдаем морфологические свидетельства расширения рифтовой долины за счет горного обрамления.

Еще две особенности свойственны структуре береговой мегаступени восточного побережья Байкала. Первая — наличие крупных и высоких (среднегорных) горстов, как бы выдвинутых в пределы днища рифта и имеющих подводные продолжения. Характерный пример — поднятие п-ова Святой Нос, отделенное с востока от гор мелководным Чивыркуйским заливом и денудированными ступенями на его берегах [11]. Наличие в Чивыркуйском заливе скалистых островков говорит о том, что он представляет собой молодую погруженную ступень, еще не заполненную осадками и аналогичную по своему характеру юному Маломорскому грабену на противоположной западной стороне Байкальского рифта [6]: оба погружения свидетельствуют о расширении рифтовой долины. Само же Святоносское поднятие, состоящее из трех кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию блоков, напротив, несет следы активных молодых воздыманий. Эта серия абразионных террас над мысом Нижнее Изголовье, верхние из которых расположены на высотах 100 м и более над Байкалом; в подножье западного берегового тектонического уступа Святого Носа выступает узкий инверсионно поднятый блок с неогеновыми отложениями.

Морфологически аналогичны Святоносскому поднятию береговой Катковский горст, образующий выступ берега между устьями Баргузина и Турки, горст Черной Гривы на правобережье Турки, береговая ступень Морского хребта, образующая выступ берега и имеющая подводное продолжение юго-западнее устья р. Кика. Наконец, этому же ряду неотектонических форм, видимо, близки подводные поднятия типа Посольской банки, как бы протыкающие осадки Селенгинской авандельты.

Все названные формы легко выстраиваются в генетический ряд преобразования: юные — береговая ступень Морского хребта и Катковский горст; зрелое Святоносское поднятие, в значительной мере потерявшее структурную связь с береговой мегаступенью; «дряхлое», а вернее, полностью вошедшее в днище рифта поднятие Посольской банки. При этом нетрудно заметить, что именно на участках зрелых и «дряхлых» поднятий святоносского типа, во-первых, мы наблюдаем яркие свидетельства инверсионных тектонических перемещений блоков и, во-вторых, к ним приурочены участки концентрации очагов землетрясений эпохи инструментальных наблюдений [2].

Вторая особенность новейшей структуры береговой мегаступени — существование тектонопар в виде сочетаний узкий береговой горст—тыловой грабен. Эти формы расположены на восточном побережье Байкала, юго-западнее устья р. Баргузин (Холодяночный горст и грабен Духового озера), между устьями рек Турка и Кика и у устья последней (Ярцинский горст, грабен оз. Котокель и др.). Береговые горсты шириной 2—2,5 км и протяженностью до 25 км составлены изометричными блоками, по размерам соответствующими надразломным погруженным блокам Голодинской мегаступени. В обоих случаях это, видимо, шовные образования. Локальные озерные террасы в пределах береговых горстов свидетельствуют об их молодых поднятиях, в т.ч. в позднем плейстоцене и голоцене.

Тектонопары береговой горст—тыловой грабен так же сгруппированы в генетический ряд преобразования, хорошо обозначающий последовательность их развития: юные формы, с грабенами, днища которых расположены высоко над Байкалом (Холодяночный горст и грабен Духового озера, более 50 м над Байкалом); зрелые формы, где днища грабенов расположены на уровне Байкала (оз. Котокель и участок у устья р. Кика); «остаточные» формы типа комбинации банки Сахалин и залива Провал у дельты р. Селенга, образовавшихся при катастрофическом Цаганском землетрясении середины XIX в. [9]; и к этому же участку приурочено сильное Среднебайкальское землетрясение 1959 г. [4]. Как видим, и здесь формы, вошедшие в состав днища рифтовой долины, так или иначе пространственно связаны с интенсивными проявлениями сейсмической активности. Скорее, это не является случайным и складывается из следующих моментов: преобразование форм береговой мегаступени и переход их в состав подводного борта или днища рифта; периодическое проявление инверсий в направлениях тектонических перемещений; связанность с сейсмическими событиями (подготовка или напротив зависимость от них).

На разрезах, приложенных к схеме тектонического рельефа, показаны главнейшие особенности разломной тектоники и новейшей геодинамики верхней литосферной пластины рифтовой зоны, ограниченной на глубине 12 км срывом (делителем). Последний представляет собой горизонтальный рассредоточенный разрыв — по геофизическим данным, слой разуплотнения (волновод) мощностью 5 км с локальными сейсмическими площадками [3, 7]. Этот делитель расположен на уровне раздела Конрада. Особенности тектонического рельефа

восточного борта Байкальского рифта в рассматриваемом районе показывают, что, в отличие от западного борта литрические сбросы здесь не распространены и главнейшие молодые разломы на глубине торцово сочленяются с кровлей делителя. В этом, возможно, кроется повышенная сейсмическая активность восточной половины рифта с максимумом гипоцентров на глубине 11 км, т.е. непосредственно над кровлей зоны горизонтального срыва [1].

Молодые разломы разделяют верхнюю литосферную пластину на треугольные (или ромбовидные) в вертикальном сечении блоки, многие из которых испытывают погружения и как бы играют роль клиньев. Общий характер разломной тектоники здесь характеризует процесс торошения и переукладки блоков верхней литосферной пластины в процессе ее растяжения. Нижние углы клиновидных блоков образуют максимумы расположения на глубинах 2, 3, 4, 8 и 12 км, что обусловлено их разделением по размерам на несколько групп. Наименьшие блоки имеют на поверхности поперечники 1–1,8 км, и их размеры, включая вертикальные, сопоставимы с таковыми эрозийного вертикального расчленения горных поднятий. Перемещения этих блоков могут сопровождаться скальными оползнями или глыбовыми обрушениями либо продуцировать их. Блоки следующих по размерам групп имеют размеры около 2,5 и 5 км и положения оснований клиньев на глубинах 4 и 8 км. Вероятно, они в первую очередь участвуют в процессе торошения и переукладки верхней литосферной пластины, оформлении малых впадин и вообще погружений на борту рифтовой долины. Максимумы сходжений разломов, ограничивающих эти блоки, на глубинах 4 и 8 км, возможно, указывают на дополнительную делимость верхней литосферной пластины или изменения на этих уровнях условий новейшего структурообразования. Наконец, блоки с поперечником 7 км и более, своими основаниями опираются на кровлю рассредоточенного срыва и, видимо,

определяют сейсмическую активность восточного борта Байкальского рифта. В особенности, если им свойственны инверсии по направлениям тектонических перемещений и если эти блоки монолитны.

Таким образом, восточный борт рифта на Среднем Байкале имеет иногда в полосе шириной более 50 км сложную блоковую структуру. Можно определенно утверждать, что при внешней морфологической величественности западного борта Байкальского рифта главные процессы растяжения его литосферы, связанные с ними расширение грабена, утонение и блоковая переукладка верхней литосферной пластины более проявлены на его восточном борту.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (97-05-96356, 99-05-65638).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Голенецкий С.И.* Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта // *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей.* Новосибирск, 1990. С. 228–235.
2. *Голенецкий С.И.* Землетрясения в Иркутске. — Иркутск: Имя, 1997.
3. *Недра Байкала (по сейсмическим данным)* / Отв. ред. Н.Н.Пузырев. — Новосибирск: Наука, 1981.
4. *Солоненко В.П., Тресков А.А.* Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. — Иркутск: Иркутское книжн. изд-во, 1960.
5. *Уфимцев Г.Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). — Новосибирск: Наука, 1984.
6. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992.
7. *Уфимцев Г.Ф.* Сейсмичность и структура Байкальского рифта // *Отечественная геология.* 1994. № 1. С. 44–49.
8. *Уфимцев Г.Ф.* Парадокс байкальской геодинамики // *Природа.* 1998. № 8. С. 88–90.
9. *Фитингоф А.* Описание местности при устье реки Селенги, понизившейся при землетрясении 30 и 31 декабря 1861 года // *Горный журнал.* 1865. Т. 3. № 7.
10. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
11. *Флоренсов Н.А.* К морфологии берегов Среднего и Северного Байкала // *Геоморфология дна Байкала и его берегов.* М., 1964. С. 124–137.

УДК 551.781(4-924.76-12)

© Т.Аб.Гасанов, С.Г.Алыева, 2001

Стратиграфия отложений акчагыла и апшерона в предгорьях юго-восточной части Малого Кавказа

Т.Аб.ГАСАНОВ (Поисково-съёмочная партия Госкомгеологии Азербайджана), С.Г.АЛЫЕВА (Институт геологии АН Азербайджана)

В юго-восточной части и предгорьях Малого Кавказа выходы отложений акчагыла до сих пор не были известны. Однако А.А.Али-Заде [1] считал, что отложения акчагыла и апшерона [2] широко развиты под мощными наносами в восточной части Малого Кавказа, а западная граница этих отложений проходит через г.Шамкир, Гянджа, Агдам, Барда, Джебраил и Зангилян (рис. 1).

Идея А.А.Али-Заде была подтверждена нами при геологической съёмке масштабов 1:50 000 и 1:25 000. Нами за 1976–1981 и 1983–1990 гг. в низменно-равнинных местах между г.Агдам, Джебраил и Агджабеды были пробурены 58 скважин на глубину 100–520 м и использованы 28 буровых скважин, пробуренных гидрогеологической экспедицией Азгеолкома. Глубины последних 100–760 м, а скв. 22 глубиной до 3300 м бурилась экспедицией роторного бурения.

Геологические особенности предгорий юго-восточной части Малого Кавказа. При получении нового бурового материала была внесена небольшая корректировка (рис. 2). Так, например, западная граница отложений

акчагыла проведена в 7 км западнее г.Агдам, где они в виде залива зашли в районы с.Гызылкенгерлы, райцентр Зангилана и Джебраил. Важно то, что в юго-восточной части Малого Кавказа отложения акчагыла были вскрыты под мощными (80–160 м) молассами или же апшеронскими отложениями. Примерно там же погружаются известняки кампан-маастрихта в северо-восточном направлении и установлено присутствие апшерона и акчагыла (скв. 5, 9, 42, 43, 47, 58 и др.). По результатам буровых работ выяснено, что мощность отложений акчагыла с запада (80–100 м) на восток постепенно увеличивается до 150 м (с.Гумлах), 800 м (райцентр Агджабеды) и 1000 м в раннеараксинском прогибе пос.Горадиз (см. рис. 2, 3).

В целом акчагыльский ярус представлен глинами, глинистыми сланцами, аргиллитами, глинистыми известняками, песками и песчаниками, конгломератами светло-голубоватого и зеленоватого цветов при мощности до 1000 м. Ранее мы отмечали, что эти образования не выходят на дневную поверхность и установлены только

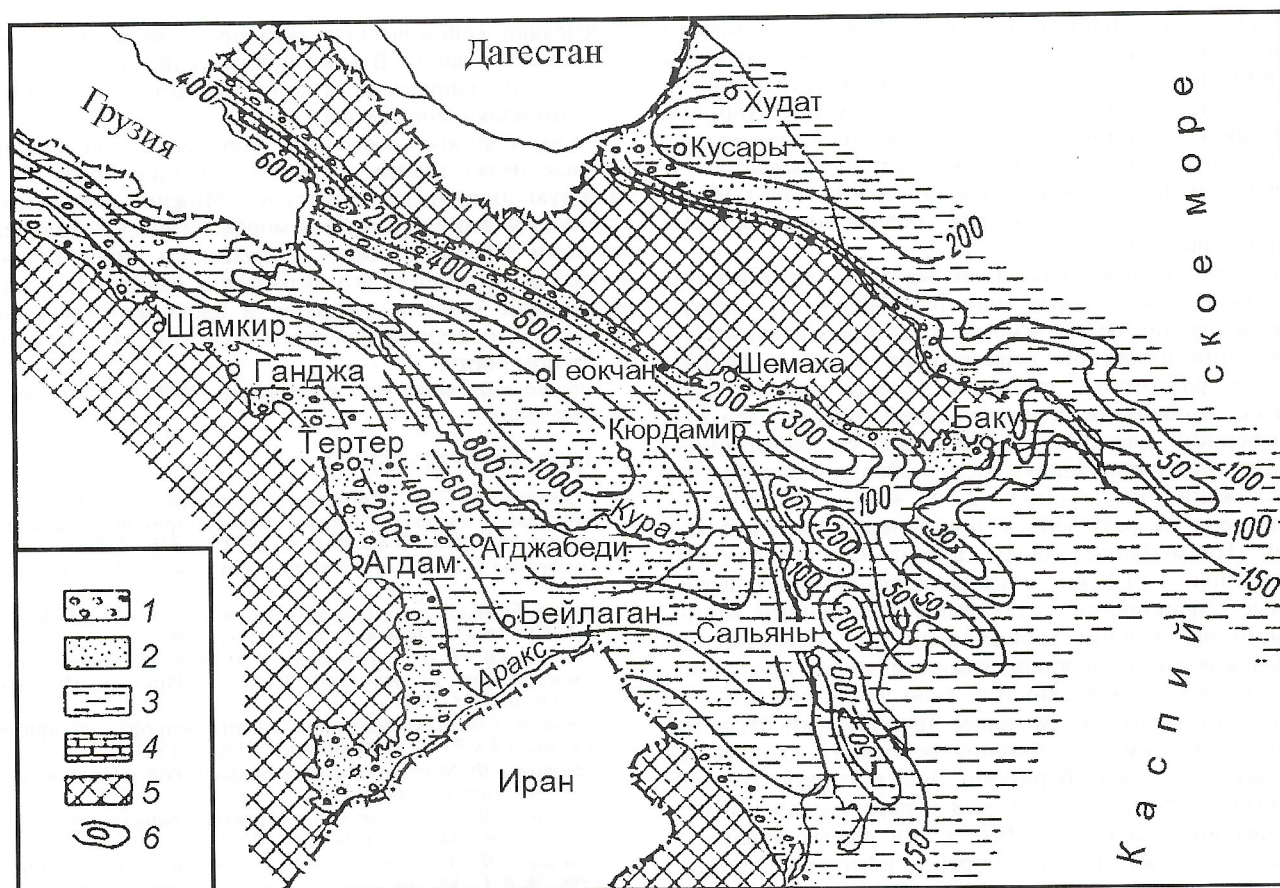


Рис. 1. Схема литофаций и мощностей акчагыльского яруса Азербайджана, по А.А.Али-Заде и А.И.Алиеву, 1969:

1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и песчаники; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — суша; 6 — изопакхиты, м

буровыми работами. Однако в 1987 и 1990 гг. нами впервые, согласно литолого-палеонтологическим данным, в четырех пунктах были установлены отложения акчагыла.

Первый выход отложений акчагыла был зафиксирован в районе пос. Губадлы (лево- и правобережье р. Базарчай) и с. Махмудлу. Здесь глины и аргиллиты трансгрессивно перекрывают известковистые песчаники и песчаные известняки среднего и верхнего олигоцена. Это же характерно для второго пункта: Гумлахского и Худаферинского массивов. Третий и четвертый пункты отложений акчагыла расположены соответственно к северу и северо-западу от Худаферинского моста (хр. Даридага) и южнее пос. Горадиз, где их подошвы не вскрыты.

Важно то, что отложения акчагыла как в обнаженных районах, так и в скважинах представлены серыми и буровато-серыми глинами, аргиллитами, песчаниками, глинистыми песчаниками и известняками общей мощностью 150–800 м. Они широко распространены в регионе, залегают полого (5–10°). Мощность отложений увеличивается с запада на восток от 150 до 800 (левобережье р. Аракс)—1000 м (правобережье р. Кура). Их литофациальный состав остается почти неизменным, лишь процент песчаности пород с пропластками конгломератов заметно уменьшается в этом направлении, а к востоку Предмалокавказского краевого прогиба конгломераты почти исчезают.

Акчагыльский возраст пород основан на фауне: *Cardium palibini* Aliz., *C. turkmenicum* A. Aliz., *C. ebersisni* Koles., *Mactra karabugasica* Andrus., *M. subcaspia* Andrus., *M. venjukovi* Andrus., *M. nazarlebi* Aliz., *Cerithium eldaricum* (Koles.), *C. caspium* (Andrus.), *Clessiniola intermedia* (Andrus.), *Cl. vexatilis* (Andrus.), *Hydrobia oblongula* A. Aliz. et Kabakn. sp., *H. ectipa* A. Aliz. Эти формы, по заключению

Д.А.Алескеровой, свидетельствуют о позднеакчагыльском возрасте вмещающих пород. Они были обнаружены в глинах, аргиллитах и песчаниках многих скважин на глубине 130–430 м.

Следует отметить, что в пределах Предмалокавказского краевого прогиба, в полосе Мадагиз—Агдам—Ходжавент акчагыльские отложения были вскрыты в скв. 35–43 под современными отложениями на глубине 130–250 м, где они трансгрессивно перекрывают майкопские светло-бурые и красноватые глины и аргиллиты. Однако акчагыльские отложения полностью отсутствуют в 8–9 км к западной окраине г. Агдам (скв. 5, 8, 30–34 и др.), и вместо них широко распространены глины майкопа. Следовательно, граница моря в акчагыльское время проходила по линии Мадагиз—Агдам—Ходжавент, что хорошо согласуется с представлениями А.А.Али-Заде [1].

Акчагыльские глины и песчаники в пределах полосы Аразбари—Эрги—Агджабеди—Бейлаган согласно перекрыты светло- и темно-серыми глинами и глинистыми песчаниками с обильной апшеронской фауной: *Dreissena angustiformis* Koles., *D. isseli* Andrus., *D. eichwaldi* Issel., *Neomonodacna sjoegreni* (Andrus.), *N. laevigata* Andrus., *N. diaurtepica* Rus., *Hyrcania loerentheyi* (Andrus.), *H. pycnosora* Koles., *H. schirvanica* A. Aliz. et Alesker., *Neopseudocatillus cariniferus* (Andrus.), *N. isseli* (Andrus.) и др. (опр. Д.А.Алескерова и С.Г.Алыевой). Аналогичная фауна апшеронского яруса широко распространена в Нижнекуринской низменности.

Геологические разрезы в юго-восточной части Малого Кавказа. Приведенный ниже послойный разрез отложений акчагыла изучен нами в 1989 г. в северо-восточной части с. Худаферин. Азимут направления хода северо-восток 20°; азимут падения пород северо-восток 20–30°, углы залегания 5–7°.

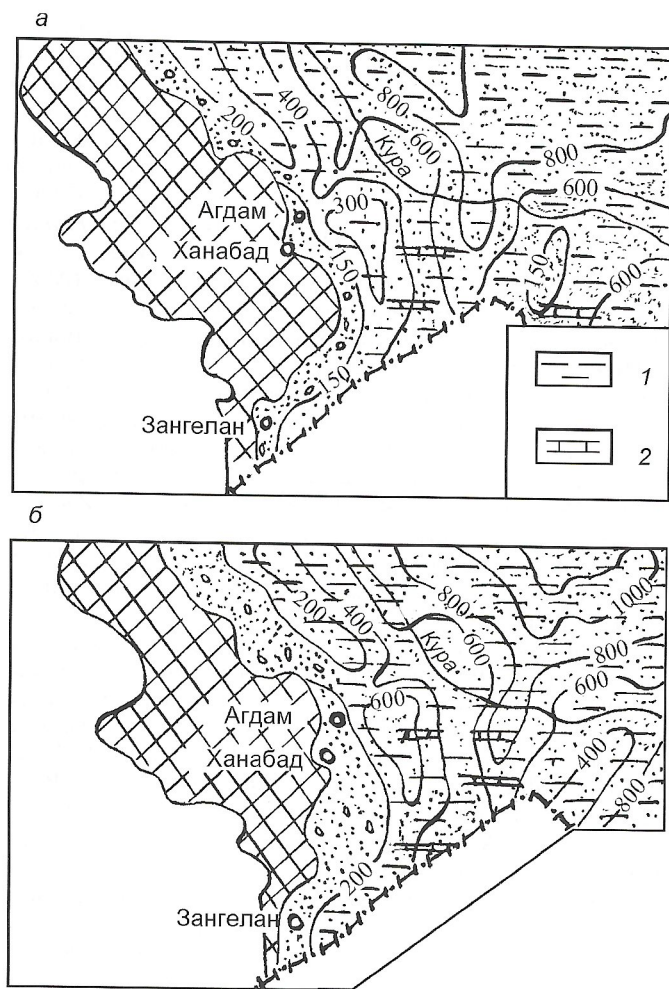


Рис. 2. Схемы литофаций и мощностей акчагыльского (а) и апшеронского (б) ярусов в юго-восточной части Малого Кавказа, по Т.Аб.Гасанову, 1990:

1 — глины и аргиллиты; 2 — глинистые известняки; остальные условные обозн. см. на рис. 1

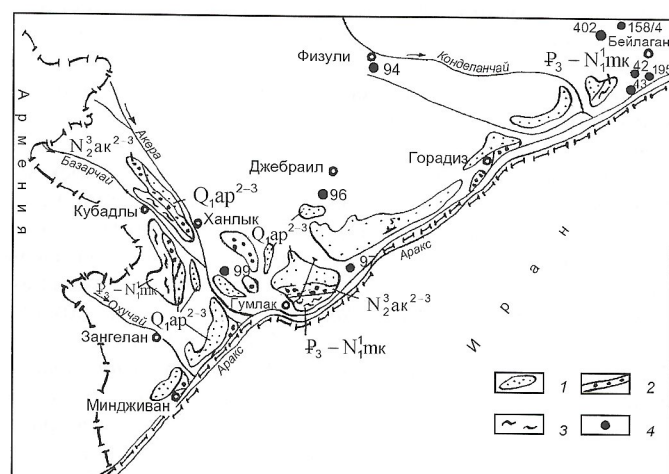


Рис. 3. Площади распространения и вскрытые скважинами отложения майкопа, акчагыла и апшерона в юго-восточной части Малого Кавказа, по данным Т.Аб.Гасанова и С.Г.Алыевой, 1998 и материалам А.А.Байрамова, А.А.Али-Заде и др., геологическая карта Азербайджана, масштаб 1:500 000, 1976:

отложения: 1 — апшерона, 2 — акчагыла, 3 — майкопа; 4 — скважины, вскрывшие отложения верхнего мела, майкопа и апшерона

Здесь на фаунистически охарактеризованных пестроцветных глинистых известняках майкопа трансгрессивно залегают (снизу вверх) следующие отложения.

Акчагыл (150 м).

1. Гравелиты и базальные конгломераты. Гальки последних состоят из гравелитистых известняков, алевролитов, красноватых и зеленоватых глинистых известняков, сармата. Размеры галек 1—5 см, цементом служат аргиллиты, соотношение галек и цемента 2:1.

Окатанность галек снизу вверх увеличивается, размеры их заметно уменьшаются. Нами в цементе впервые была обнаружена позднеакчагыльская фауна: *Dreissena polymorpha* (Pall.) var *angustiformis* Koles., *Anodonta transcaucasica* Alz., *Macra karabugasica* Andrus., *M. ossoskavi* Andrus., *Cardium palibibni* Abr., *C. vogti* Andrus. (опр. С.Г.Алыевой). Мощность 0,4 м.

2. Переслаивание светло-голубоватых глин (5—15 см) с аргиллитами и песками (по 10—20 см). Пески почти повсеместно выветрились и часто смешаны с аргиллитами. Здесь в глинах были обнаружены: *Macra miserabilis* Andrus., *M. zhizhchenkoi* A.A.-Z., *M. opipora* A.A.-Z., *Cryptomacra acutecarinata* (Andrus.), *Zutratia andrussovi* A.A.-Z., *Cardium dombra* Andrus., *C. pseudodula* And., *Cerithium caspium* (Andrus.), *C. aktschagylum* A.A.-Z. Эти формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих пород как средний—поздний акчагыл. Мощность 45,6 м.

3. Чередование глинистых известняков (10—15 см) зеленоватого цвета со светло-зеленоватыми аргиллитами (20—30 см). Пачки глинистых известняков по простираию часто исчезают, взамен появляются уплотненные алевролиты. Мощность 75 м.

Верхний акчагыл (29 м).

4. Чередование светло-голубоватых глин (10—25 см) с песчаниками (1—5 см) и аргиллитами с редкими линзами конгломератов (0,5—2 м). Здесь в глинах и аргиллитах была собрана позднеакчагыльская фауна: *Cardium elersini* Koles., *C. denisevitchi* A.A.-Z., *C. mirum* A.A.-Z., *C. abramovitchi* A.A.-Z., *C. konjuschewskii* Alz., *C. naphthalanium* Alz., *C. eldaricum* Koles., *C. karolini* Andrus., *C. silini* Alz., *C. solutum* Usp., *C. pacatum* A.A.-Z. (опр. С.Г.Алыевой). Мощность 29 м.

Итак, общая мощность отложений акчагыла 150 м.

Выше по разрезу характеризующиеся голубоватые глины согласно перекрыты светло-серыми и зеленоватыми песками среднего и верхнего апшерона.

Четвертичная система. Апшеронский ярус. В настоящее время, согласно решению МСК (1992), самое нижнее звено четвертичной системы — апшеронский ярус, а выше него на Малом Кавказе выделена акеринская свита, которая несогласно перекрыта герусинской свитой. Ниже приведены их характеристики.

Средний—верхний апшерон (220 м).

5. Чередование песка с песчаными глинами зеленоватого цвета. Здесь из песчаных глин была собрана богатая фауна: *Dreissena gibboides* Andrus., *D. tortuosa* And., *D. angustiformis* Koles., *D. lata* And., *Hurcania majora* Andrus., *H. multinetermedia* And., *H. pycnosara* Koles., *H. subintermedia* (Andrus.). Эти формы, по определению Д.А.Агаларовой и С.Г.Алыевой, датируют возраст вмещающих пород как средний и поздний апшерон. Мощность 220 м.

Верхний апшерон (190 м).

6. Аргиллиты, алевролиты с линзами, глины светло-серого цвета. Важно то, что на расстоянии 0,5 км по простираию алевролиты в северо-восточном направлении фациально переходят в аргиллиты и наоборот. В связи с этим создается впечатление, что весь разрез представлен или аргиллитами, или алевролитами. Все отложения имеют очень пологие углы залегания (2—5°).

В западном направлении через 3—4 км описываемые отложения выступают на дневную поверхность у с. Гумлах, Муганлы и др., и всеми предыдущими исследователями оцениваются как уплотненные четвертичные отложения QII.

Нами в глинах и аргиллитах впервые собрана обильная позднеапшеронская фауна: *Hyrkania gibba* A.A.-Z. et Mamedz., *H. caspia* A.A.-Z. et Mamedz., *H. turkmena* (Andrus.), *H. bosdagensis* Sultanov, *H. kolesnikov* Sultanov, *H. (Chazaridacna) andrussovi* Sultanov, *H. (Azeridacna) praecotillus* Sult., *H. aliatica* (Sultanov) (опр. С.Г.Алыевой). Мощность 125 м.

7. Чередование глин с аргиллитами светло-зеленоватого цвета с редкими включениями линз глинистых известняков. Важно то, что в этих отложениях почти повсюду встречены окаменелости и отпечатки флоры. В глинах были собраны: *Neopseudocatlillus chzarensis* (A.A.-Z. et Alesk.), *Neodaena plicata* (Eichm.), *Neodidaenomya caucasica* (Andrus.), *N. pluricostata* Andr., *N. didaenoides* (Andr.). Эти формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих пород как поздний апшерон. Мощность 42 м.

8. Светло-голубоватые с зеленоватым оттенком пески и аргиллиты с очень пологими углами падения (2—5°), залегают на северо-восток. Пески часто известковистые и содержат фауну: *Micromelania mischovdagensis* A.A.-Z. et Alesk. nov.sp., *M. rahimovi* A.A.-Z. et Alesk. nov.sp., *Clessioniola subvariabilis* (Andr.), *Capscheronica* Koles., *C. major* (Andrus.). Указанные формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих пород как поздний апшерон. Мощность 23 м.

Далее верхнеапшеронские отложения покрыты мощными наносами (160 м) и вскрыты в 3,5 км западнее с. Гумлах и Муганлы.

Таким образом, завершается послойный разрез *акчагыла* общей мощностью 150 м (средний—верхний 121 м, верхний 29 м). Что касается *апшерона*, то, согласно находкам фауны, он разделен на средний—верхний (220 м) и верхний (190 м).

Согласно приведенному фактическому материалу, стало ясно, что в юго-восточном предгории Араксинского поперечного прогиба отложения *акчагыла* и *апшерона* имеют незначительные выходы на дневную поверхность, резко погружаются на север и северо-восток под мощные современные отложения и вскрыты буровыми скважинами (рис. 4). Поэтому ниже приведено описание разрезов скв. 96 и 402, причем первая расположена в углубленной части Нижнеараксинского прогиба, а вторая — в Куринском прогибе Малого Кавказа.

Отметим, что разрезы и колонки этих скважин описаны впервые.

Разрез скв. 96 глубиной 735 м, расположенной в 22 км к юго-западу от районного центра Джебраил, в пределах Араксинского поперечного прогиба (сверху вниз).

QII—III (0—160 м) — современные отложения: суглинки, супеси и редко галечники, состоящие из эффузивных и интрузивных пород и известняков. Конгломератсодержащие пачки имеют мощность 0,4—0,8 м, вскрыты на глубине 90—91 м, а ниже вскрыты сильно уплотненные суглинки серого цвета.

Верхний апшерон (160—264 м) — чередование серых и красноватых глин с аргиллитами, алевролитами с преобладанием аргиллитов. В последних на глубине 201 м редко встречены пиритизированные глинистые конкреции (3—7 см в диаметре). В глинах и аргиллитах была собрана позднеапшеронская фауна: *Dreissena comans* Koles., *D. lata* Andrus., *D. bogatchevi* A.A.-Z. et Mamedz., *Hyrkania subintermedia* (Andrus.), *H. gibba* A.A.-Z. et Mamedz., *H. turkmena* (Andrus.), *H. bosdagensis* Sultanov (опр. С.Г.Алыевой).

Средний—верхний апшерон (264—320 м) — ритмичное переслаивание темно-серых аргиллитов с песками и песчаниками, причем последние, резко уменьшаясь по мощности (от 1 м до 10 см), на глубине исчезают. Этот факт наводит на мысль, что пески и песчаники, возможно, были распространены только в краевой части апшеронского моря. Здесь в аргиллитах были собраны хорошо сохранившиеся формы: *Dreissena schirvanica* A.A.-Z. et Alesk., *Neomonodacna sjogreni* (Andrus.), *N. pyroiphila* (Andr.), *N. lacvigata* (Andr.), *Napscheronica* (Aliz.). Эти формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют средне-позднеапшеронский возраст вышележащих пород.

Нижний—средний апшерон (320—520 м) — глины, глинистые сланцы (1—5 м) светло-зеленоватого цвета с голубоватым оттенком. Они чередуются с аргиллитами (0,5—1 м), в которых встречены пропластки песков и конгломератов. В глинистых сланцах была обнаружена фауна: *Melanopsis borgeroni* Salla, *M. esperioides* Salla, *Zimnaea (Radix) lessonae* Andrus., *Streptocarella sokolovi* Andrus. Эти формы, по заключению Д.А.Агаларовой и С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих пород как ранний и средний апшерон.

Верхний *акчагыл* (520—735 м) — светло-красноватые с бурым оттенком аргиллиты, алевролиты и сильно глинистые известняки со множеством окаменелостей деревьев. Здесь все корни содержат фауну позднего *акчагыла*: *Mactra zhizhchencoi* A.A.-Z., *M. opipara* A.A.-Z., *M. miseralis* Andrus., *M. pisum* Andrus., *M. octata* A.A.-Z. et Petr., *Cargium davidaschvilii* Koles., *C. danatense* A.A.-Z., *C. turkmenicum* A.A.-Z., *C. beli* A.A.-Z. et Petr. n.sp., *C. lini* A.A.-Z. (опр. С.Г.Алыевой).

Итак, забой скв. 96 был преостановлен на глубине 735 м. Согласно фактическому материалу, вскрытая мощность *апшерона* составляет 360 м, а *верхнего акчагыла* 215 м. Однако с учетом данных скв. 95, 98 и других (см. рис. 4) видно, что мощность *апшерона* резко увеличивается (до 500 м) до Предмалокавказского глубинного разлома, а к востоку от него мощность *апшерона* составляет 800 м (скв. 402, 410), а *акчагыла* 600 м.

Разрез скв. 402 глубиной 2560 м был составлен в 1989 г. Она расположена в Куринской депрессии, к западу от с. Колаир. Разрез скважины приведен в обобщенном виде (сверху вниз, см. рис. 4).

QII—III (герусинская свита) (0—100 м) — современные отложения: суглинки, супеси и пелловые породы белого цвета. Все породы сильно уплотнены.

Средний—верхний апшерон: (100—250 м) — чередование аргиллитов с глинами, песчаниками и редко глинистыми известняками красноватого и зеленоватого цветов. На глубинах 185—250 м наблюдаются сильно брекчированные породы; невозможно установить первичный состав пород. На глубинах 250—700 м вскрыты красноватые глины и аргиллиты с пропластками песчаников (0,2 м). Здесь в глинах и аргиллитах собрана обильная фауна: *Micromelania mischovdagensis* A.A.-Z. et Alesk. nov.sp., *Clessioniola subvariabilis* Andrus., *Zimnaea (Radix) lessonae* Andrus., *Neomonodacna minor* (Andrus.), *Dreissena comans* Koles., *D. lata* Andrus., *D. incrassata* Andrus. Эти формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих пород как средний и поздний апшерон.

Нижний апшерон (700—900 м) — ритмичное переслаивание красноватой глины и аргиллитов с алевролитами и песчаниками. Последние были подсечены только в интервалах 801—802 и 825—826 м. В глинах и аргиллитах была отобрана хорошо сохранившаяся фауна раннего апшерона: *Limnaea (Radix) ribinae* A.Ali-Zade, sp. nov., *Streptocarella sokolovi* Andrus., *St. kalickyi* Andrus., *St. volciti* Andrus., *Caspia matura* Bog., *C. apscheronica* Koles. (опр. С.Г.Алыевой).

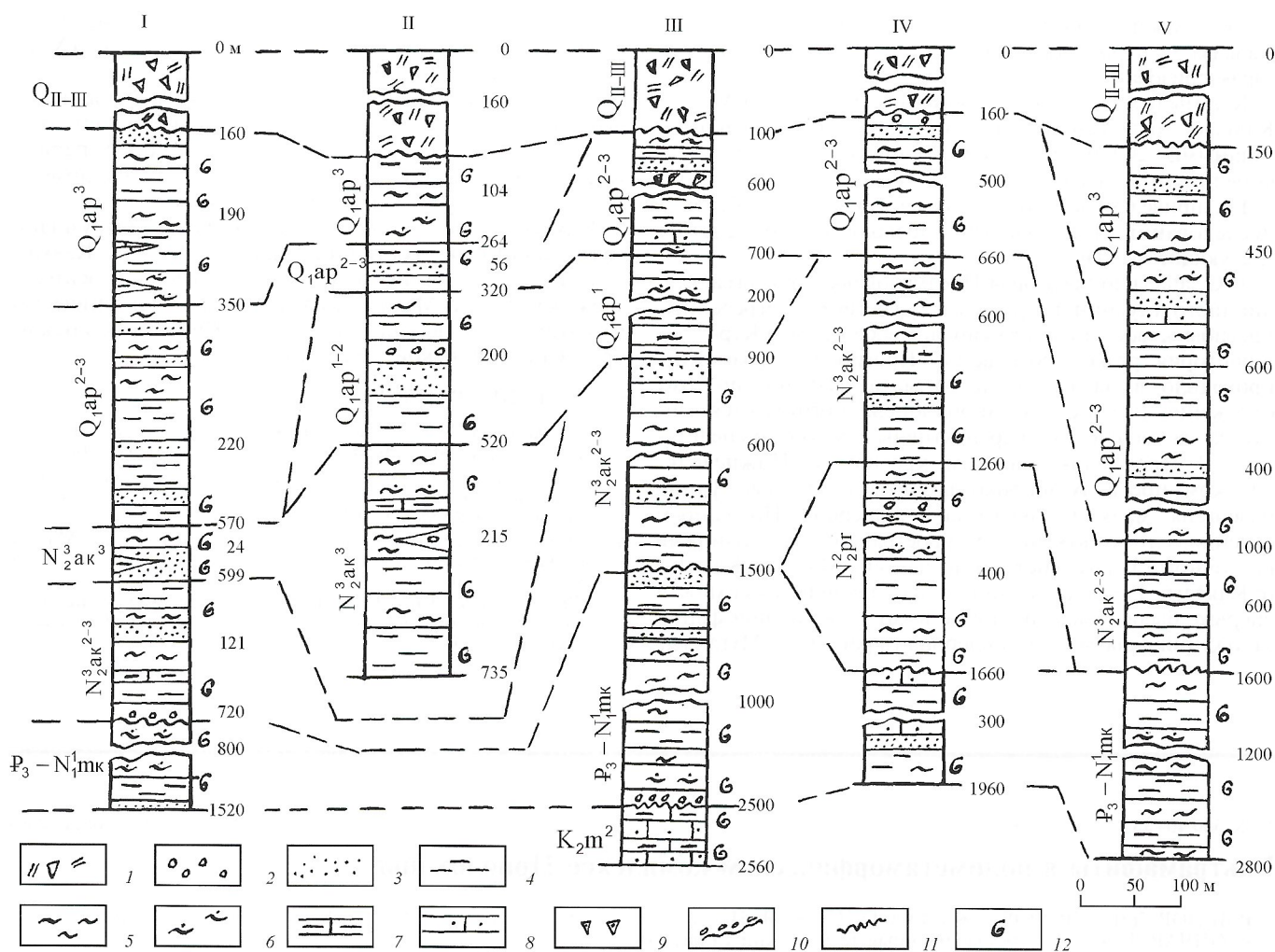


Рис. 4. Сопоставление разрезов отложений от майкопа до апшерона включительно, вскрытых буровыми скважинами в предгории юго-восточной части Малого Кавказа, по материалам Т.Аб.Гасанова и С.Г.Алыевой (1976—1981, 1983—1990), Гидрогеологической экспедиции и Экспедиции роторного бурения Азгоскомгеологии:

I — северо-восточная часть с.Худаферин (южнее хр.Даридаг, Нижнеараксинский поперечный прогиб); II — скв. 96, 22 км к юго-западу от г.Джебраил (Нижнеараксинский поперечный прогиб); III — скв. 402, к западу от с.Колаир (Куринский прогиб); IV — скв. 410, 22,5 км к северо-востоку от г.Агdam (Предмалокавказский краевой прогиб); V — скв. 402/1, 16 км к юго-западу от г.Имишли на левом берегу р.Аракс (Нижнеараксинский поперечный прогиб); 1 — современные отложения нерасчлененные (суглинки, супеси, галечники); 2 — конгломераты и галечники; 3 — пески и песчаники; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — алевролиты; известняки: 7 — глинистые, 8 — гравелитисто-песчаные; 9 — тектонические брекчии; 10 — базальные конгломераты; 11 — угловые несогласия; 12 — места находок фауны

Средний—верхний акчагыл (900—1450 м) — светло-голубоватые песчаники, глины и алевролиты, чередующиеся с аргиллитами, переполненными фауной. В этом интервале изредка встречаются окаменелые деревья светло-розоватого цвета. Здесь в глинах и аргиллитах собрана фауна: *Dreissena rostriformis* Desh. var *utvensis* Koles., *Anadonta transcaucasica* Aliz., *Clessiniola vexatilis* (Andrus.), *Cl. minor* A.A-Z et Kaban. sp. nov. Эти формы, по заключению С.Г.Алыевой, определяют возраст вмещающих отложений как средний—поздний акчагыл.

Майкопская серия (1450—2400 м) — глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники, песчаные и глинистые известняки красноватого и темно-коричневатого цветов. В них хаотически распространены многочисленные остатки деревьев. Важно то, что почти весь керн (950 м) состоит из макрофауны, характерной для майкопского возраста вмещающих пород: *Nucula percyrina* Desh., *Corbulonaya elongata* Sanda., *C. triangula* Nyst., *Ostrea callifera* Zamk., *Variamissina fallax* Korob., *Ostrea priona* S.Wood., *O. callifera* Zamb., *Vulsella* cf. *oblique* Roem., *Pecten* aff. *coscellanum*, *P. obovatus* Zam., *Cordopsis incrassata* (Sow.), *Natica achatensis* Reclnz., *N. hantoniensis* Pilk., *Melanopsis*

hantreni Hofm., *Tornatella similata* Soland. (опр. Д.А.Агаларовой, С.Г.Алыевой, Р.М.Алиевой).

Все вышеуказанные формы были отобраны в самой верхней части разреза, т.е. на глубине 1550 м, в средней части — на глубине 2000 м и в самой нижней — на глубине 2400 м. Несомненно, можно было бы расчленить отложения майкопа на нижние, средние и верхние.

В средней части разреза (на глубине 2001—2010 м) в глинистых известняках и аргиллитах темно-красного цвета была обнаружена майкопская микрофауна: *Caucasina schischrinskayae* (Samoll.) var *oligaeonica* Chall., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *C. retulgen* Montforl., *Globigerinella micra* (Coll.) и многие другие формы (опр. Л.Д.Мамедовой).

В скв. 402 ниже 2500 м майкопские красноватые аргиллиты с базальным конгломератом в основании (0,5 м) залегают на гравелитистых и глинистых известняках позднего маастрихта: *Inoceramus tegulatus* Hag., *Nucleatina biplicata* Stolizka, *Conulus magnificus* Orb. (опр. О.Г.Меликова). Мощность 60 м.

Этим завершается характеристика разреза скв. 402. Аналогичные разрезы характерны для других скважин,

которые были пробурены в юго-восточной части Малого Кавказа (см. рис. 4). Поэтому мы не считаем нужным характеризовать их.

Как мы отмечали ранее, в юго-восточной части Малого Кавказа отложения апшеронского яруса покрыты мощными (200 м) наносами акеринской свиты (нижне-четвертичный отдел).

Все приведенные данные как наземных, так и буровых исследований 135 скважин позволили нам сделать следующие выводы.

1. С запада до предгорья Предмалокавказского гравитационного глубинного разлома существуют погребенные прогибы к востоку в сторону правобережья р. Кура, вся территория резко прогибается. Прогибание, возможно, проходило в начале позднего мела. Именно поэтому отложения палеогена и миоценона погружаются еще глубже, возможно, они перспективны для поисков нефти.

2. В Предмалокавказском краевом и Нижнеараксинском прогибах широко развиты осадочные фации палеогена, майкопа, акчагыла и апшерона. По данным бурения, эти отложения распространены до подножий восточной и юго-восточной частей Малого Кавказа (с. Кияслы, Гюлаблы и др.), а на дневной поверхности впервые были отмечены новые выходы осадочной фации отложений акчагыла и апшерона (в районах с. Муганлы,

Гумлах, Махмудлы и др.). Выяснено, что наибольшая мощность отложений акчагыла на хр. Даридаг (Худатинский мост) составляет 150 м.

3. Тектонический режим и воздымание изменялись на рубежах: поздний сенон—палеоцен, поздний эоцен—олигоцен, поздний апшерон—раннечетвертичный период. При этом в разной степени возобновлялись домезозойские разломы и закладывались новые [4].

4. В палеогене—неогене вулканической и интрузивной деятельности в восточной части Малого Кавказа практически не было, хотя данный регион относится к сложным узлам Малого Кавказа, и его тектоническое развитие тесно связано с развитием Нижнеараксинского прогиба и Куринской депрессии [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Али-Заде А.А. Акчагыл Азербайджана. — Л.: Недра, 1969.
2. Али-Заде А.А. Апшерон Азербайджана. — Л.: Недра, 1973.
3. Гасанов Т.Аб., Казымов Т.М. Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Малого Кавказа // Советская геология. 1988. № 3. С. 62—70.
4. Гасанов Т.Аб. Тектоническое развитие восточной части Малого Кавказа в палеогене—неогене // Советская геология. 1990. № 7. С. 72—80.
5. Шихалибеги Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. — Баку: АН АЗССР, 1967.

УДК 550.40+552.111+552.16

© Коллектив авторов, 2001

Ультрамафиты в полиметаморфическом комплексе Приолохонья

Н.В.ВИЛОР, Л.Ф.СУВОРОВА, Ж.В.КОСТЯНЕЦКАЯ (Институт геохимии СО РАН), А.П.КОЧНЕВ, Е.Н.СМОЛЯНСКИЙ, Г.А.ГОНЧАР (Иркутский государственный технический университет)

Среди кристаллических образований Приолохонья широко развиты основные и ультраосновные магматиты (рис. 1, А), которые одни исследователи рассматривают в составе единого озерского комплекса (Е.В.Павловский, А.В.Сорокин и др.), а другие подразделяют на несколько самостоятельных комплексов разного возраста (А.С.Кульчицкий, Л.И.Салоп, А.С.Ескин, А.П.Кочнев, Е.Н.Смолянский, Г.А.Гончар).

Е.В.Павловский в озерский комплекс включал как крупные массивы южной части (Бирхинский, Бугульдейский), так и малые тела района. Возраст его сначала оценивался как архейский [10], а в дальнейшем как ранне- и позднепротерозойский [11, 12].

По данным А.С.Кульчицкого и Л.И.Салопа [13], озерский комплекс имеет раннепротерозойский возраст и включает лишь крупные массивы типа Бирхинского, а малые тела ольхонской серии, сложенные амфиболитизированными габбро, габбро-норитами, габбро-пироксенитами, метабазами и метагипербазитами, выделены ими в более древний архейский комплекс.

А.С.Ескин и другие [3] основные и ультраосновные магматиты района разделяли на четыре комплекса: архейский, ранне- и позднепротерозойский и палеозойский. При этом, к озерскому комплексу отнесены лишь позднепротерозойские магматиты Бирхинского и других крупных массивов южной части района. По мнению П.М.Хренова, В.Г.Беличенко, В.С.Федоровского, основанного лишь на изотопных датировках, возраст магматитов озерского комплекса считается палеозойским.

А.П.Кочнев, Е.Н.Смолянский и Г.А.Гончар [6], предлагая рабочую схему магматизма Приолохонья, выделили два вулканогенных — приолохонский (AR_2-PR_1) и

цаган-забинский (PR_2-PZ_1) и три плутогенных — чернорудский (PR_1), бугульдейский (PR_2), бирхинский (PR_2-PZ_1) комплекса основных и ультраосновных магматитов.

Если крупные массивы базитов (Бугульдейский, Бирхинский) района изучены довольно детально (А.С.Ескин, З.И.Петрова, А.С.Механов, М.И.Грудинин, О.М.Глазунов и др.), то мелкие тела чернорудского комплекса исследованы недостаточно (Э.Ф.Павленко). Нами предпринята попытка детального картирования и петрохимического изучения одного из массивов этого комплекса. Малые интрузии чернорудских базитов предположительно раннепротерозойского возраста сосредоточены в Чернорудской и Сахюртинской зонах повышенной концентрации северо-восточного направления (см. рис. 1, А), а в их пределах расположены несколько локальных зон той же ориентировки (см. рис. 1, Б).

Глубоко метаморфизованный блок Чернорудской зоны содержит ультрамафиты клинопироксенит-габбровой ассоциации, залегающие в толщах Б, В и Г [14], представленных переслаиванием пироксеновых, амфибол-пироксеновых кристаллосланцев, амфиболитов, гнейсов, мраморов и кварцитов. Многочисленные мелкие тела ультрамафитов — бескорневые, утратившие первичную форму залегания. Менее распространены небольшие массивы клинопироксеновых разновидностей и сопутствующих пород — дифференциатов, в которых возможна реконструкция их первичной природы. Примененный нами детальный комплексный подход к изучению геологии и петрогеохимии данной ассоциации ультрамафитов доказывает их интрузивно-магматический генезис.

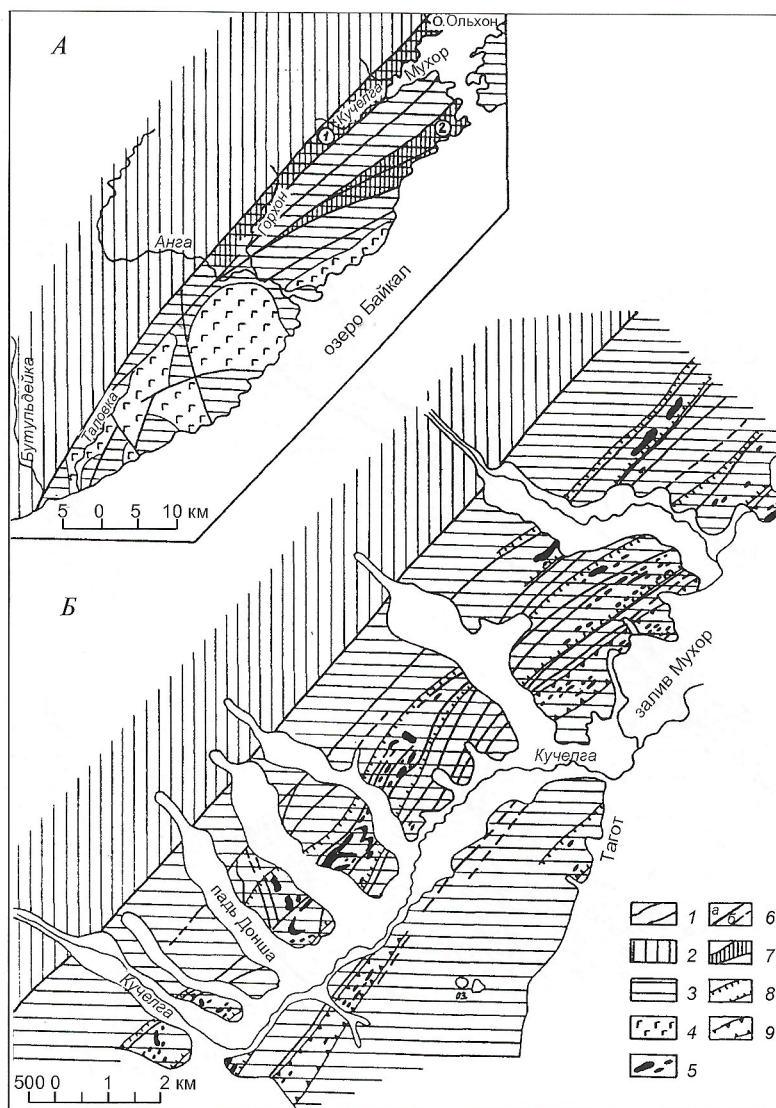


Рис. 1. Схема структурной позиции ультраосновных и основных магматитов Приольхонья:

А — схема структурной зональности Приольхонья (по А.П.Кочневу) и позиции в ней базитов и ультрабазитов (по А.С.Ескину, Л.Н.Куклею и др.); Б — схема расположения малых интрузий мафитов и ультрамафитов Чернорудской структурно-формационной зоны (по Е.Н.Смолянскому); 1 — четвертичные отложения; 2 — протерозойские образования; 3 — архейские образования озерского комплекса; 4 — тела мафитов и ультрамафитов Чернорудской зоны; 5 — Приморский разлом (а) и прочие (б) разрывные нарушения; 7 — зоны распространения мафитов и ультрамафитов на А (цифры в кружках): 1 — Чернорудская, 2 — Сахюртинская; зоны распространения на Б: 8 — мафитов, 9 — ультрамафитов

Геолого-петрографическое описание массива.

Исследованный массив расположен на склоне долины Доньша — левого притока р.Кучелга в 2,2 км к западу от пос.Черноруд и представляет собой сложное субвертикальное жилообразное тело северо-восточной ориентировки длиной более 500 м, сопряженное с двумя субширотными крутопадающими ответвлениями длиной более 250 м и мощностью до 50 м. Интрузия приурочена к ядерной части антиклинальной складки F_3 , но ее контакты пересекают ранние складчатые формы F_1 и F_2 (рис. 2), закартированные в пачке переслаивания пироксеновых плагиосланцев, амфиболитов, мраморов и кварцитов толщи Б. Вдоль контактов развиты катаклазированные породы, сопровождающие позднескладчатые разрывы типа сбросов и взбросов. Субмеридиональным постскладчатым сбросом участок разделен на два блока, амплитуда смещения незначительна.

В массиве преобладают клинопироксениты. В приконтактных частях интрузива выделены небольшие инъекции пироксенитов. Южное ответвление содержит наиболее полный дифференцированный магматический

разрез (см. рис. 2), включающий (снизу вверх): крупнозернистые клинопироксениты 10—12 м; мелко- и среднезернистые габбро около 20—30 м; мелкозернистые лейкогаббро и анортозиты более 15 м.

На контакте с мраморами расположены краевые мелко- и среднезернистые габбро-диориты. Как основное тело, так и его апофизы рассечены крутыми трещинами отрыва северо-восточного и субмеридионального простирания, выполненными лейкократовыми тонко- и мелкозернистыми жильными породами — кварцевыми монцонитами, сиенитами, щелочными сиенитами и поздними крупнокристаллическими гранит-пегматитами. Они локализованы только в интрузиве, не выходя за его пределы и фиксируя, по-видимому, элементы прототектоники.

Клинопироксениты (см. рис. 2), преобладающие в основном массиве, его ответвлениях и нижней части дифференцированного разреза, темноокрашены, имеют структуру от мелко- до крупнозернистой, массивны. В их составе содержится клинопироксен (70%), амфибол (20%), плагиоклаз (до 5%), карбонат (1—3%) и шпинель (здесь и далее в скобках — объемное содержание минеральных

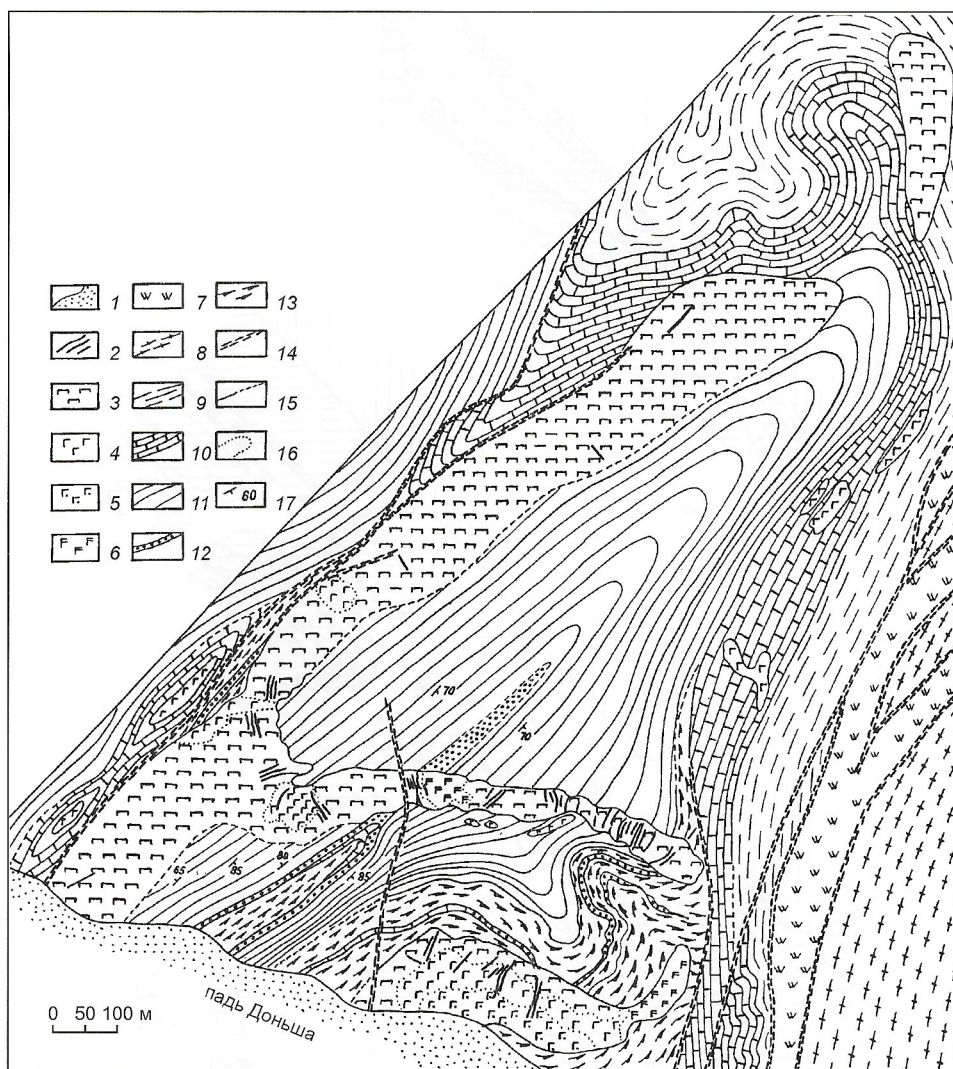


Рис. 2. Геологическая схема интрузива клинопироксенитовых ультрамафитов Дonya, составили Е.Н. Смолянский, А.П. Кочнев, Н.В. Вилор:

1 — четвертичные отложения; 2 — жильные гранит-пегматиты; клинопироксениты массива Дonya и их дифференциаты: 3 — пироксениты, 4 — габбро, габбро-пироксениты, 5 — анортозиты, лейкогаббро, 6 — габбро-диориты; 7 — вторичные кварциты; 8 — плагитогнейсы толщи Г; 9 — пироксеновые кристаллосланцы толщи В; толща Б: 10 — мраморы, 11 — амфиболовые кристаллосланцы, 12 — кварциты, 13 — амфиболиты; 14 — разрывные нарушения и зоны дробления; 15 — геологические границы достоверные и предполагаемые; 16 — фациальные границы магматитов; 17 — элементы залегания полосчатости

фаз). Плагиноклаз частично скаполитизирован. По микро-трещинам катаклаза и интерстициально выделен поздний карбонат. К нижнему контакту южного ответвления приурочены узкие участки гигантокристаллических пироксеновых пород, возникших при перекристаллизации клинопироксенитов, с зонами крупнокристаллического амфибола — паргасита.

Габбро в дифференцированной части разреза сложены панидиоморфнозернистым агрегатом клинопироксена (57%), амфибола (20%), плагиноклаза (20%) с небольшим количеством ильменита (1%), позднего карбоната (2%) и скаполита. Мелкозернистые анортозиты представлены призматически зернистым агрегатом плагиноклаза (57–75%) и клинопироксена (22–40%) с 2–3% ильменита. На участках полной скаполитизации плагиноклаза появляется до 10% кварца в присутствии акцессорного сфена и трещинно-интерстициального карбоната.

Краевые габбро-диориты на контакте с мраморами имеют мелко- и среднезернистую структуры и сложены клинопироксеном (45–50%), амфиболом (25%), плагиноклазом (10%) и скаполитом (10%). Присутствуют также кальцит в виде зерен (5–10%) и пойкилитовых включений в плагиноклазе и мелкие рассеянные зерна кварца.

Жильные породы светлые тонкозернистые флюидальные с порфировыми вкраплениями олигоклаза, альбит-олигоклаза и микроклина. Среди них в зависимости от содержания суммы щелочей и свободного кремнезема выделены кварцевые монзониты, сиениты и щелочные сиениты. Встречаются мелкие жилы поздних гранит-пегматитов.

Химические составы пород интрузива представлены в табл. 1. Клинпироксенитовый ряд характеризуют нормальная глиноземистость и повышенная известковистость при низкой щелочности. Габбро-диориты отличаются от субщелочного габбро присутствием свободного кремнезема. У жильных пород повышена щелочность. В сравнении с пегматитами [4] им свойственны большая глиноземистость и меньшее содержание SiO_2 . Ультрамафиты и габбро петрохимически близки габбро и толеитам, реконструированным в составе ольхонской серии В.А.Макрыгиной и другими [8], отличаясь меньшей кремнеземистостью и наличием анортозитов в дифференцированной серии (рис. 3, а). В координатах АФМ породы массива расположены вдоль феннеровского тренда (см. рис. 3, б). Они отнесены к умеренно глиноземистой натровой серии с умеренной и повышенной

1. Химические составы пород массива Дюньша и озерского комплекса, %

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂	Сумма
<i>Дифференциаты массива Дюньша</i>														
Клинопироксенит	44,71	1,00	12,90	1,29	5,39	0,10	10,16	20,87	0,70	0,20	0,04	2,80	1,95	100,23
	43,79	1,33	14,03	4,62	3,77	0,12	9,14	21,90	0,51	0,08	0,02	0,51	0,41	99,90
	49,07	0,68	7,50	0,92	5,03	0,14	13,35	20,93	0,70	0,21	0,02	1,62	1,17	100,19
	49,37	0,42	6,61	1,12	4,67	0,11	14,34	21,00	0,53	0,16	0,02	1,77	1,70	100,25
	43,03	2,09	12,49	3,06	9,52	0,25	6,00	19,41	1,12	0,34	0,49	1,17	0,98	99,95
Габбро	51,73	0,93	12,15	0,41	7,00	0,33	3,60	18,45	1,42	0,05	0,15	2,05	1,83	100,11
Анортосит	52,64	0,93	12,94	0,51	8,98	0,17	5,00	12,23	3,80	0,22	0,14	1,16	0,95	99,67
Габбро-диорит	46,16	3,41	16,89	3,10	9,70	0,16	4,30	10,47	4,03	0,64	0,47	0,62	0,11	100,06
<i>Габброиды Бирхинского массива озерского комплекса [10]</i>														
Габбро (п 8)	46,29	0,79	10,75	2,02	9,46	0,19	11,88	14,37	1,08	0,22	0,06	2,99	Н.о.	100,10
Субщелочное габбро (п 19)	50,60	0,85	16,58	1,96	8,30	0,15	5,62	9,79	3,01	1,16	0,18	2,01	Н.о.	100,21
<i>Жильные породы массива Дюньша</i>														
Кварцевый монзонит	59,90	0,16	20,82	0,61	2,33	0,05	1,06	6,10	6,57	1,71	0,07	0,66	0,12	100,06
Сиенит	61,58	0,12	20,46	0,67	0,99	<0,03	0,37	3,47	5,59	5,75	0,07	0,34	0,05	99,48
Щелочной сиенит	64,04	0,05	19,26	0,20	0,81	<0,03	0,14	1,27	4,26	8,98	0,02	0,40	<0,05	99,46
<i>Пегматиты Приольхонья [8]</i>														
Доскладчатые	71,70	0,20	14,11	0,90	1,12	0,04	0,91	1,35	6,03	3,09	Н.о.	0,37	Н.о.	99,82
Позднескладчатые	72,76	0,04	14,56	0,41	0,48	0,07	0,31	0,79	3,16	6,85	Н.о.	0,45	Н.о.	99,88

П р и м е ч а н и е: аналитик Л.Н.Матвеева.

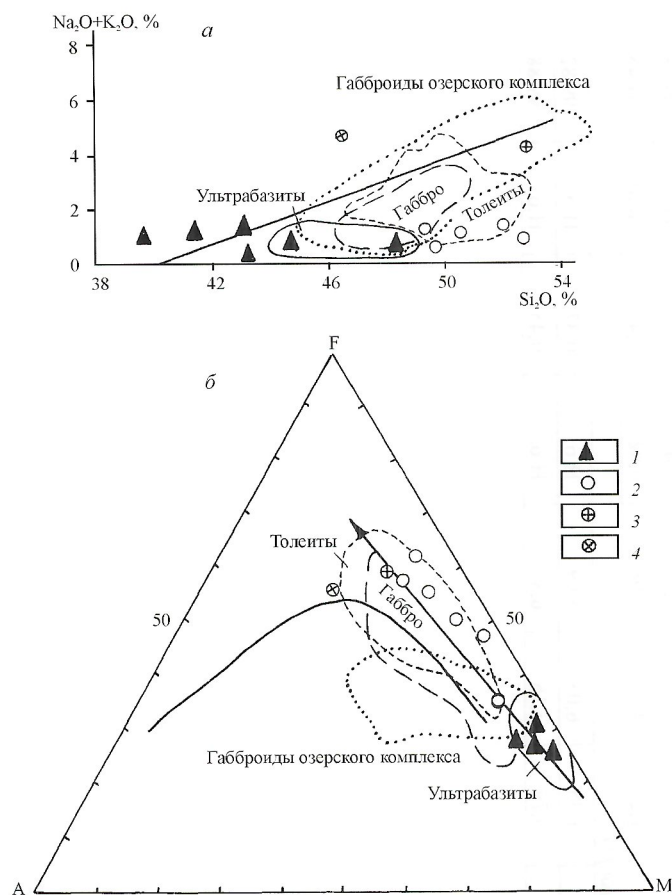


Рис. 3. Петрохимическая характеристика клинопироксенитовых ультрамафитов:

клинопироксениты и их дифференциаты: а — в соотношении с толеитами ольхонской серии [9] и габброидами озёрского комплекса, по работе [10] (в контурах), б — в координатах АФМ; 1 — клинопироксениты, 2 — габбро, 3 — анортозиты, 4 — габбро-диориты

железистостью и высокой известковистостью. В сравнении с ними габброиды озёрского (бирхинского) комплекса [1] характеризуются трендом в направлении субщелочных разновидностей (см. табл. 1, рис. 3, а) и плавным непрерывным переходом в известковисто-щелочную серию островодужного типа (см. рис. 3, б).

Минералого-геохимическая характеристика ультрамафитов. Главные породообразующие минералы интрузива, включая его дифференцированную часть, — клинопироксениты, амфиболы и плагиоклазы при второстепенном значении ильменита, кальцита, скаполита и шпинели. Составы плагиоклазов, гранатов, амфиболов и биотитов из вмещающих плагио-кристаллосланцев и гнейсов определены для расчета термодинамических условий, при которых внедрялись и преобразовывались ультрамафиты (табл. 2).

Клинопироксениты (рис. 4, А) в породах интрузива составляют ряд от авгита (57% Mg-минала) — $\text{Na}_{0,023}(\text{Mg}_{1,014}\text{Fe}_{0,263}^{2+}\text{Mn}_{0,001}\text{Fe}_{0,014}^{3+}\text{Ca}_{0,494}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,11}\text{Si}_{1,928}\text{O}_6$ до диопсида с большей мольной долей Са-минала (около 58%) $\text{Na}_{0,021}(\text{Mg}_{0,523}\text{Fe}_{0,162}^{2+}\text{Mn}_{0,003}\text{Fe}_{0,057}^{3+}\text{Ca}_{0,97}\text{Ti}_{0,031}\text{Al}_{0,231}\text{Si}_{1,998}\text{Al}_{0,346}\text{O}_6$. В габбро содержатся салиты с количеством Fe-минала, достигающим 28% $\text{Na}_{0,07}(\text{Mg}_{0,453}\text{Fe}_{0,485}^{2+}\text{Mn}_{0,017}\text{Fe}_{0,029}^{3+}\text{Ca}_{0,875}\text{Ti}_{0,022}\text{Al}_{0,043}\text{Si}_{1,998}\text{Al}_{0,084}\text{O}_6$.

Амфиболы в большинстве случаев кристаллизуются при снижении температуры в состоянии равновесия, соответствующего увеличению давления воды [2], в клинопироксен-плагиоклазовом агрегате. В ультрамафитах —

это составы, близкие щелочным роговым обманкам (см. рис. 4, Б), а в габбро, габбро-диоритах и вмещающих кристаллосланцах — к паргаситу. По сумме $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ около 4 и $\text{Fe}/\text{Mg} < 0,5$ они соотносятся с магнезио-гастингситами [2]. В формульном выражении амфиболы варьируют от собственно роговых обманок $(\text{Ca}_{1,881}\text{Na}_{0,605}\text{K}_{0,152})_{2,641}(\text{Fe}_{0,786}^{2+}\text{Mg}_{3,013}\text{Fe}_{0,219}^{3+}\text{Ti}_{0,148}\text{Mn}_{0,012}\text{Al}_{0,831})_5(\text{Si}_{6,42}\text{Al}_{1,58})_8\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$ в клинопироксенитах до паргаситов $(\text{Ca}_{1,978}\text{Na}_{0,821}\text{K}_{0,071})_{2,87}(\text{Fe}_{0,903}^{2+}\text{Mg}_{2,935}\text{Fe}_{0,227}^{3+}\text{Ti}_{0,23}\text{Mn}_{0,004}\text{Al}_{0,701})_5(\text{Si}_{5,889}\text{Al}_{2,111})_6\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$ в габбро-диоритах и плагиосланцах.

Плагиоклазы представлены рядом составов $(\text{K}_{0,02}\text{Na}_{0,06})_{0,08}\text{Ca}_{0,97}\text{Al}_{1,93}\text{Si}_{2,061}\text{O}_8$ от анортита № 97 в клинопироксенитах, где его не более 10% до лабрадора № 65 в анортозитах (см. рис. 4, В). Габбро-диориты содержат менее кальциевый плагиоклаз $(\text{K}_{0,003}\text{Na}_{0,628})_{0,63}\text{Ca}_{0,363}\text{Al}_{1,34}\text{Si}_{2,66}$. Иногда его основность повышается до битовнита с $X_{\text{ан}} 0,63-0,71$. Во вкрапленниках жильных пород находятся олигоклаз и альбит-олигоклаз в присутствии тонких выделений анортотклаза или микроклина. В кристаллосланцах с ассоциацией гр+клп+амф со-существует битовнит с основностью 70—80, а в их огней-сованных и мигматизированных разновидностях — андезин-олигоклаз $(\text{K}_{0,01}\text{Na}_{0,672}\text{Ca}_{0,357})_{1,039}\text{Al}_{1,36}\text{Si}_{2,60}\text{O}_8$ совместно с долями процента микроклина.

Ильменит характеризуется составом (в %): TiO_2 51,63, Al_2O_3 0,20, FeO 46,30, MnO 1,10, MgO 0,67, CaO 0,08, Cr_2O_3 0,02 и формулой $(\text{Fe}_{0,96}\text{Mg}_{0,02}\text{Mn}_{0,02}\text{Ca}_{0,002})_{1,002}(\text{Ti}_{0,973}\text{Al}_{0,006}\text{Cr}_{0,001})_{0,98}\text{O}_3$ при содержании катионных примесей 2,07%. Его количество увеличивается от единичных зерен в клинопироксенитах до 2% в габбро и анортозитах.

Кальцит представлен интерстициальными обособлениями в клинопироксенитах и габбро-диоритах на контакте их с мраморами и пойкилитовыми включениями в анортите, создавая микрографические или радиально-лучистые структуры. В виде поздней разновидности он находится в катакlastических микротрещинах, дислокациях, в тонко- и мелкозернистых замещениях.

Скаполит, появляясь в габбро-диоритах и анортозитах, иногда замещает до 50% плагиоклаза.

Состав **гранатов** и **биотитов** в парагенезисе с амфи-болами и плагиоклазами отражает термодинамические условия метаморфизма комплекса, вмещающего интрузив.

Гранаты в пироксеновых кристаллосланцах Черно-рудской зоны (см. рис. 4, Г), как и гранаты ольхонской серии [7, 15] подразделены на группу альмандиновых (I) и более магнезиальных (II) составов, разделяясь линией 30% содержания пироба. Первая соответствует амфиболитовой, а вторая — реликтам гранулитовой (пироксен-амфиболовой) фации. Количество спессартина в них обычно не превышает 4% при содержаниях кальциевых минералов от 6 до 25%, снижающихся в мигматитах. Среди мигматизированных реликтов биотитовых плагиогнейсов наиболее железистый гранат с содержаниямиgrossуляра и андрадита 9%, альмандина 70,6%, спессартина 1,7%, пироба 18,7%. Его состав можно выразить формулой $(\text{Ca}_{0,272}\text{Fe}_{2,116}^{2+}\text{Mn}_{0,06}\text{Mg}_{0,562})_3(\text{Al}_{1,854}\text{Fe}_{0,146}^{3+})_2(\text{Si}_{2,9}\text{Ti}_{0,004}\text{Al}_{0,096})_3\text{O}_{12}$.

Биотит в ультрамафитах появляется локально при высокотемпературном замещении роговой обманки агрегатом основного плагиоклаза и черно-зеленой шпинели. Его количество возрастает при мигматизации. В темной слюде из плагиосланцев Fe/Mg составляет в среднем 0,681. В мигматизированных биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсах оно увеличивается до 0,902 и 0,966 соответственно. Увеличение Fe/Mg в биотитах до 0,78—1,87 происходит при гранитизации гранулитов [7].

Петрогеохимическая особенность ультрамафитов — их высокая известковистость (см. табл. 1), изменяющаяся от 21,90 в клинопироксенитах до 10,47% в габбро-диоритах.

2. Составы сосуществующих минералов в ультрамифитах и гнейсах ольхонской серии (Чернорудская зона)

Но- мер об- разца	Породы	Минерал	Компоненты, %									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
5-1	Клинопиро- ксениты краевой фации	Клинопиро- ксен (авгит)	45,79	1,34	8,18	8,27	0,08	10,27	23,48	0,33	0,05	97,79
		Амфибол	37,80	1,72	17,14	14,40	0,14	9,21	11,80	1,64	1,82	95,7
		Плаггиоклаз	42,89	Нет	31,57	Нет	Нет	Нет	22,32	2,90	0,06	99,84
8-2	Клинопиро- ксенит	Клинопиро- ксен	54,41	0,17	1,08	4,58	0,17	15,17	23,07	0,38	Нет	99,03
		Амфибол	42,51	1,45	15,14	8,98	0,11	13,46	12,09	2,21	0,91	96,86
		Плаггиоклаз	44,60	0,02	34,60	0,05	0,02	0,02	19,08	0,77	0,02	99,18
5-8	Клинопиро- ксенит гиган- токристалли- ческий	Клинопиро- ксен (дио- псид)	52,86	0,31	2,61	6,66	0,15	15,56	19,99	0,23	0,07	98,44
		Амфибол	41,51	0,99	16,21	9,06	0,11	12,95	12,19	2,20	1,86	97,08
6-3	Габбро	Авгит	48,50	0,93	5,36	12,78	0,41	10,08	21,72	0,47	Нет	100,25
		Амфибол	40,13	2,31	15,22	19,59	0,09	7,49	11,21	2,24	1,61	99,89
		Плаггиоклаз	43,06	0,02	27,72	Нет	0,21	0,05	19,75	2,54	0,02	93,37
6-4	Габбро- диорит	Амфибол	39,62	3,04	13,18	19,51	0,27	8,95	10,75	2,59	1,00	98,91
		Плаггиоклаз	57,69	Нет	24,72	0,11	Нет	0,01	7,33	8,87	0,13	98,86
5-10	Гранат-био- титовый плаггиогнейс	Гранат	37,71	,01	21,08	32,05	0,52	5,71	2,35	Нет	Нет	99,43
		Биотит	33,30	3,12	16,25	17,83	0,04	10,17	0,08	0,13	8,60	89,52
		Плаггиоклаз	53,04	Нет	23,75	0,13	Нет	Нет	8,54	7,37	0,22	93,05
5-12	Гранат-био- титовый плаггиогнейс	Гранат	36,69	0,04	21,15	32,95	0,89	5,48	2,76	Нет	Нет	99,96
		Биотит	33,89	4,89	16,26	15,02	0,03	11,30	0,04	0,11	8,08	89,62
		Плаггиоклаз	59,15	Нет	24,82	Нет	Нет	Нет	6,90	8,25	0,21	99,33
8-3	Гранат-ам- фиболовый плаггиогнейс	Гранат	37,34	0,08	22,00	20,16	1,00	8,78	9,06	Нет	Нет	98,42
		Амфибол	39,02	2,03	15,82	9,17	0,03	13,06	12,23	2,81	0,37	94,54
		Плаггиоклаз	55,54	0,01	24,37	0,16	0,07	Нет	7,37	8,73	0,07	96,32

Она согласуется с FeO/FeO+MgO от 0,3 до 0,75, соответствующими умеренной и повышенной железистости. В пределах порядка концентраций элементов-примесей ультрамифиты близки (табл. 3) двупироксеновым сланцам чернорудской зоны ольхонской серии [8]. Однако содержания элементов группы железа в них на порядок ниже, чем определения, сделанные М.И.Грудининым и Ю.В.Меньшагиным [1] в оливиновых пироксенитах этой же зоны.

Мелкозернистым габброидам озерского (бирхинского) интрузивного комплекса в сравнении с ультрамифитами свойственны более высокие концентрации Ni, Co, Ba и Sr.

Значимые коэффициенты положительной парной корреляции (более 0,75), имеющиеся у диоксида кремния и никеля, у глинозема с диоксидом титана и суммой железа, сосуществуют с равнозначными показателями отрицательной связи с магнием, хромом и скандием. Содержания оксидов кальция и натрия коррелируют отрицательно (табл. 4). Группа оксидов Al, Ti и Fe положительно связана с содержаниями щелочей. Отчетливо выражены тенденции обратной зависимости между концентрациями TiO₂ и содержаниями Ni, Cr, Sc. Группа Co, V, Cr, Sc характеризуется прямой корреляцией с магнием. В жильных породах (табл. 5) концентрации литофильных малых элементов соответствуют в пределах порядка их содержаниям в граносиенит-сиенитовой группе [9], отличаясь минимумом для бария. В количестве до 0,35% он находится в щелочных полевых шпатах.

Массив ультрамифитов, занимающий секующее положение по отношению к элементам структуры субстрата (см. рис. 1), преобразованного в гранулитовой фации, сформировался позже древнейшего метаморфизма, внед-

рившись с первоначальной температурой 1300—1400°C, судя по соотношению количеств диопсида и анортита в клинопироксенитах. По минеральному и петрографическому составу он принадлежит семейству основных ультрамифитов—клинопироксенитов и роговообманковых пироксенитов, характеризуясь уникальным соотношением повышенных железистости и известковистости. Совмещаясь с полем древних толеитовых базальтов Приольхонья (см. рис. 3), клинопироксенитовые ультрамифиты отличаются от них повышением содержания Fe и Ca. Уравнения отрицательной парной корреляции с высокими коэффициентами регрессии R выглядят следующим образом:

$$\text{FeO} = 15,859 - 0,401\text{CaO} \quad R = 0,546, \quad S = \pm 2,304,$$

$$\text{FeO} = 13,09 - 0,541\text{MgO} \quad R = 0,794, \quad S = \pm 1,671,$$

где S — среднее квадратичное отклонение. Эти уравнения характеризуют накопление железа по мере снижения долей извести и магнелии в дифференцированном ряде.

Прямая корреляция содержаний оксидов Fe и Ti с уравнением регрессии $\text{TiO}_2 = -0,978 + 0,269\text{FeO}$ $R = 0,866$, $S = \pm 0,419$ и значимые положительные связи их с оксидами Al, Na и K отражают динамику увеличения суммы железа и титана в последующих дифференциатах относительно клинопироксенитов, выделившихся первоначально с поглощением Co, V, Cr и Sc. Ni в анортозитах имеет тенденцию к корреляции с серой ($S_{\text{общ}} 0,09\%$). Прямые корреляции содержаний оксидов железа, титана и глинозема и их положительные связи с оксидами щелочей обусловлены главным образом дифференциацией и позднематематическими преобразованиями, выраженными амфибололизацией и плаггиоклазовыми замещениями.

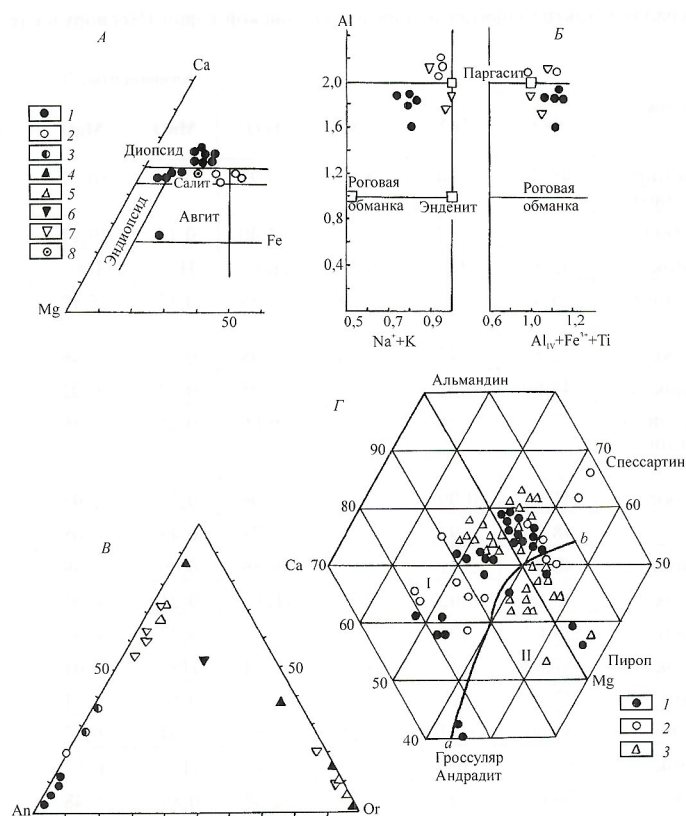


Рис. 4. Составы пироксенов (А), амфиболов (Б), плагиоклазов (В), гранатов (Г) из метаморфических пород:

А—В: 1 — в клинопироксенитах, 2 — в габбро, 3 — в анортозитах, 4 — в кварцевых монцонитах, 5 — в сиенитах, 6 — в щелочных сиенитах, 7 — в кристаллосланцах и плагиогнейсах, 8 — метаклинопироксениты, по Э.Ф.Павленко; на А, Б выделение миналов по работе [11]; Г: 1 — в кристаллосланцах и плагиогнейсах Чернорудской зоны, 2 — по работе [12], 3 — по работе [13]; поля фаций: I — амфиболитовой, II — гранулитовой; линия *ab* соответствует 30% пирропа

3. Содержание элементов-примесей в породах интрузива ультрамафитов Доньша, г/т

Порода	Ni	Co	V	Cr	Sc	Ba	Sr	La	Ce	Nd	Yb	Y	F
Массив Доньша													
Клинопиро-ксениты	19	33	200	<3	21	Н.о.	Н.о.	<10	<40	<20	1,8	17	0,03
	35	25	350	60	55	Н.о.	Н.о.	<10	<40	<20	1,5,	12	0,02
	24	29	150	<3	14	Н.о.	Н.о.	<10	<40	<20	1,6	1,5	0,04
	52	40	360	400	64	32	120	<10	<40	<20	1,5	9	0,02
	68	41	520	430	72	63	150	<10	<40	<20	1,6	9	0,02
	46	28	500	720	55	36	100	<10	<40	<20	1,6	11	0,01
	80	35	330	1700	70	24	100	<10	<40	<20	1,2	7	0,03
	46	30	130	3	8	120	250	15	40	<20	2,1	17	0,02
Габбро	47	29	380	3	22	32	140	<10	<40	<20	2,0	11	0,02
Габбро-диорит	26	33	450	<3	26	100	620	20	45	<20	3,0	23	0,02
Анортозит	110	22	280	320	38	120	390	<10	25	<20	2,3	17	Н.п.о.
	97	16	200	250	26	130	720	10	<40	<20	2,3	19	0,02
Озерский комплекс													
Мелкозернистые габброиды краевой фации (п 16)	175	49	197	179	Н.о.	415	654	Не определены					
Оливиновые пироксениты	645	127	122	745	Не определены								
Ольхонская серия [9]													
Двупироксено-вые сланцы	83,8	52	210	218	67,2	90,2	204	5	10	5	3,7	17	0,035

Примечание: аналитики С.С.Воробьева, С.К.Ярошенко; F — %; оливиновые пироксениты по работе [13]; мелкозернистые габброиды из коллекции В.Б.Савельевой (ИЗК СО РАН).

4. Коэффициенты парной корреляции петрогенных оксидов и элементов группы железа в породах интрузива ультрамафитов Доньша (*n* 15)

Ком- понент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ni	Co	V	Cr	Sc
SiO ₂	1,00	-0,54	-0,39	-0,48	0,29	0,17	-0,35	0,30	-0,56	0,88	-0,15	0,43	0,51	0,59
Al ₂ O ₃	-0,54	1,00	0,76	0,81	0,15	-0,84	-0,44	0,50	0,49	-0,53	-0,43	-0,42	-0,75	-0,83
TiO ₂	-0,39	0,76	1,00	0,87	0,19	-0,65	-0,61	0,60	0,61	-0,51	-0,06	-0,10	-0,53	-0,63
FeO	-0,48	0,81	0,87	1,00	0,32	-0,79	-0,55	0,58	0,63	-0,45	-0,20	-0,43	-0,70	-0,84
MnO	0,29	0,15	0,19	0,32	1,00	-0,61	-0,26	0,22	-0,17	0,37	-0,56	-0,43	-0,21	-0,43
MgO	0,17	-0,84	-0,65	-0,79	-0,61	1,00	0,60	-0,63	-0,30	0,12	0,66	0,58	0,62	0,83
CaO	-0,35	-0,44	-0,61	-0,55	-0,26	0,60	1,00	-0,99	-0,33	-0,17	0,24	-0,11	0,18	0,20
Na ₂ O	0,30	0,50	0,60	0,58	0,22	-0,63	-0,99	1,00	0,37	0,14	-0,24	0,05	-0,24	-0,25
K ₂ O	-0,56	0,49	0,61	0,63	-0,17	-0,30	-0,33	0,37	1,00	-0,64	0,30	-0,14	-0,37	-0,39
Ni	0,88	-0,53	-0,51	-0,45	0,37	0,12	-0,17	0,14	-0,64	1,00	-0,38	0,20	0,53	0,39
Co	-0,15	-0,43	-0,06	-0,20	-0,56	0,66	0,24	-0,24	0,30	-0,38	1,00	0,42	0,24	0,45
V	0,43	-0,42	-0,10	-0,43	-0,43	0,58	-0,11	0,05	-0,14	0,20	0,42	1,00	0,29	0,68
Cr	0,51	-0,75	-0,53	-0,70	-0,21	0,62	0,18	-0,24	-0,37	0,53	0,24	0,29	1,00	0,69
Sc	0,59	-0,83	-0,63	-0,84	-0,43	0,83	0,20	-0,25	-0,39	0,39	0,45	0,68	0,69	1,00

5. Содержание элементов-примесей в жильных породах*

Порода	Ba	Sr	Li	Rb	F
Кварцевый монцитонит	640	1100	0,0033	0,003	0,02
Сиенит	700	730	0,0019	0,028	0,02
Щелочной сиенит	1000	770	0,0020	0,03	0,02
	950	810	0,0036	0,012	0,05
Граносиенит**	2300	280	0,0011	0,0012	0,029
Сиенит**	6600	880	0,0098	0,094	0,013

*Ba, Sr — г/т, Li, Rb, F — %.

**Концентрации даны по работе [14]. Аналитики Л.Н.Матвеева, С.К.Ярошенко.

Так как температура внедрения интрузива достигала 1400°C при высоком давлении углекислоты, исключая разложение карбоната в краевых фациях, на контакте с кальцитовыми мраморами возможно расплавление и ограниченное смешение с расплавом небольшой доли дезинтегрированных зерен кальцита. Условия такого плавления вполне достижимы [5], поэтому при кристаллизации краевых фаций клинопироксенитов в них выделилась генерация плагиоклаза, содержащего микропиклитовые и микросферолитовые включения кальцита в присутствии его более крупных мономинеральных фрагментов. Небольшой объем остаточных жидкостей, соответствовавших жильным породам, обогащался натровым альбитовым компонентом, который кристаллизовался, судя по составу двуполевошпатовых равновесий, при температуре около 700°C.

Дальнейшее преобразование интрузива определено процессами во вмещающем метаморфическом комплексе, сформированном при температурах 700—750°C и давлениях $(5\div 8,5)10^2$ МПа [7, 8]. В Чернорудской зоне эти параметры затухают под воздействием наложения более поздней регрессивной амфиболитовой фации. Составы минералов в парагенезисах: гр+би, пл+амф, гр+амф из кристаллосланцев, амфиболитов, гранат-биотитовых гнейсов (см. табл. 2), по расчету соответствующих геотермометров, соответствуют 600—700°C и $6\cdot 10^2$ МПа и их дальнейшему региональному снижению до 550°C и $3,8\cdot 10^2$ МПа. Адаптация самого массива, внедрившегося при 1300—1400°C, к условиям температур амфиболитовой

фации зафиксирована составами парагенезисов клп+амф, амф+пл, рассчитанных как геотермобарометры при температурах 530—1100°C и давлении $7\cdot 10^2$ МПа. Влиянием метаморфизма объясняется близкий уровень концентраций элементов-примесей в ультрамафитах и древнейших метатолитах — двупироксеновых кристаллосланцах и его снижение в сравнении с содержаниями в менее преобразованных краевых фациях габброидов более позднего по возрасту [8] озерского интрузивного комплекса (см. табл. 3).

Содержания Sr и Ni в перекристаллизованных гигантозернистых метаклинопироксенитах также существенно уменьшились. Синкинематические деформации интрузива локализовали его жильную субщелочную K-Na серию, становление которой проходило около 550—740°C и завершило кристаллизационные процессы. Выравнивание термодинамических параметров обусловило дальнейшую общность преобразований интрузива совместно с вмещающим комплексом.

Из вышесказанного сделаем следующие выводы.

1. Ультраосновные и основные породы интрузива соответствуют семейству клинопироксенитов—рогово-обманковых пироксенитов в группе основных ультрамафитов. Они сформировались позднее гранулитового метаморфизма древнейших толлитов ольхонской серии.

2. Клинопироксениты и их дифференциаты имеют определенное петрохимическое сходство с древними толитами Приольхонья, но в отличие от них характеризуются повышенными железистостью и известко-

вистостью, как и в сравнении с ультрабазитами Южного Прибайкалья.

3. Становление интрузивов ультрамафитов проходило в условиях амфиболитовой фации и предшествовало региональным мигматизации и гранитизации гнейсо-купольных зон.

4. Правомерна постановка вопроса о выделении описанных ультрамафитов в ранге интрузивного комплекса (чернорудского), соответствующего по времени проявления смене этапов метаморфизма в эволюции коры Приольхонского блока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. — Новосибирск: Наука, 1987.
2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. — М.: Мир, 1965.
3. Ескин А.С., Обухов С.П., Фельдман М.С. и др. Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье // Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974. С. 70—74.
4. Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты западного Прибайкалья. — М.: Наука, 1980.
5. Карбонатиты. — М.: Мир, 1969. Т. 19.
6. Кочнев А.П., Смолянский Е.Н., Гончар Г.А. К разработке региональной схемы магматизма Приольхонья // Геология и металлогения докембрия юга Сибири. Иркутск, 1999. С. 70—72.
7. Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). — М.: Наука, 1988.
8. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о.Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771—786.
9. Макрыгина В.А., Петрова З.И. Геохимия мигматитов и гранитоидов Приольхонья и о.Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1996. № 7. С. 637—650.
10. Павловский Е.В., Цветков А.И. Докембрий Прибайкалья // Стратиграфия СССР. Л., 1939.
11. Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 110.
12. Павловский Е.В. Обзорная геологическая карта Прибайкалья // Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969.
13. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1967. Т. II.
14. Смолянский Е.Н., Кочнев А.П., Попов Ю.Г., Гончар Г.А. Основные черты геологического строения Мухор-Кучелгинского участка (Приольхонье, Западное Прибайкалье) // Геолого-геоморфологические особенности месторождений полезных ископаемых. Иркутск, 1990. С. 3—14.
15. Смутьская А.И., Дашевская Д.М. Зональность гранатов высокометаморфизованных пород Приольхонья как индикатор метаморфической эволюции // Структура и петрология докембрийских комплексов. М., 1985. С. 191—211.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 549.623.52:552.43+550.42

© А.И.Гусев, П.П.Кузубов, 2001

Петрогенетические типы и флюидалный режим палеозойских гранитоидов Большого Кавказа

А.И.ГУСЕВ (Горно-Алтайская поисково-съемочная экспедиция), П.П.КУЗУБОВ (Центральная геолого-съемочная экспедиция)

Складчато-глыбовая система Большого Кавказа пережила полициклическую и мультистадийную эволюцию, предопределившую сложный сценарий тектонического, магматического и металлогенического развития. История формирования системы по этому сценарию привела к созданию сложно структурированного мозаично-блокового коллажа с чешуйчато-надвиговым стилем тектоники, специфика которого определяется тем, что досреднедевонские и герцинские структуры и вещественные комплексы были в значительной степени осложнены наложенными процессами киммерийского и альпийского этапов. Герцинская структура Большого Кавказа сформирована в результате коллизии девонской островной дуги (зона Передового хребта) и Центральной-Кавказской (зона Главного хребта) и Бечасынской (Бечасынская зона) микроплит. Гранитоидный магматизм выявлен во всех зонах герцинид Большого Кавказа, отличаясь объемами проявления и петрогенетической спецификой магмогенерации. Геологические и петрологические особенности палеозойских гранитоидов региона изучены довольно детально [1]. Однако в последнее время получены новые данные по петрогенезу анализируемых магматических образований. Актуальность выявления их петрогенетических типов и флюидного режима определяется тем, что с некоторыми магматитами палеозойского этапа связано оруденение вольфрама, молибдена, золота, свинца, цинка, тантала, ниобия и др. [11].

Выделяемые *петрогенетические типы гранитоидов* имеют все большее значение в петрологических, геодинамических и металлогенических исследованиях. По комплексу признаков типизация гранитоидов Большого Кавказа в применении к палеогеодинамическим

реконструкциям выполнена в работе [3]. При этом было установлено, что в некоторых магматических комплексах (малкинском, уллукамском, фаснальском, белореченском) присутствуют различные петрогенетические типы гранитов (I и S), характеризующиеся отличающимися составами протолита и степенью частичного плавления. Это указывает на то, что в названных комплексах присутствуют разнородные магматиты, которые не могут объединяться в составе единой интрузивной ассоциации. Граниты I-типа по времени формирования более ранние и характерны для островодужных и раннеколлизийных этапов, S-типы генерированы позднее и зафиксированы в позднеколлизийных обстановках.

Наряду с петрографическими, минералогическими, петро- и геохимическими критериями классификации типов гранитоидов в последнее время для этих целей используют состав мафических минералов и в большей степени биотита [4, 14]. Типизация гранитоидов по составу биотита открывает более широкие возможности в понимании петрологических проблем изверженных пород кислого ряда и их рудогенерирующей способности [4, 5, 10].

Химические составы 89 биотитов палеозойских гранитоидов Большого Кавказа приведены в табл. 1. Составы слюд показывают заметные различия комплексов по некоторым компонентам. Так, биотиты гранитоидов балканского, блыбского и заканского комплексов более магнезиальны, уллукамского и фаснальского — высокоглиноземистые. В слюдах пород аксаутского, пскентского и пшишвазахского комплексов устойчиво высокие концентрации редких щелочных элементов коррелируются с повышенным фтором, указывая на более

1. Химические составы биотитов палеозойских гранитоидов, %

Комплекс, породы (массив)	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O+	F	Cl	P ₂ O ₅	Сумма
Балкарский, гранодиориты	3	36,03	2,98	13,22	6,63	12,32	0,30	14,41	0,20	0,31	8,42	0,03	0,04	3,60	0,50	0,8	0,30	100,1
Блыбский, гранодиориты	2	35,52	3,02	13,41	6,90	12,30	0,22	14,35	0,24	0,20	8,43	0,03	0,02	3,81	0,31	0,9	0,13	99,78
Хулесский, тоналиты	3	37,13	2,35	15,01	230	18,75	0,46	10,06	0,70	0,41	8,45	0,01	0,02	2,90	0,40	0,80	0,20	99,95
гранодиориты	2	38,23	2,41	14,55	2,46	19,17	0,60	9,11	0,60	0,35	8,41	0,01	0,02	2,80	0,50	0,93	0,15	100,3
Малкинский, гранодиориты (Индыш)	3	38,10	2,30	16,80	5,80	12,10	0,40	10,15	1,10	0,40	8,85	0,03	0,02	2,70	0,50	0,60	0,15	100,0
гранодиориты (Мулл)	2	38,13	2,31	16,75	5,76	12,11	0,38	10,11	0,95	0,52	8,90	0,03	0,02	2,71	0,48	0,55	0,19	99,90
граниты (Тызыл)	2	37,80	2,55	16,95	6,01	11,95	0,30	10,20	0,60	0,35	8,90	0,06	0,07	2,60	0,70	0,30	0,20	99,84
Белореченский, кварцевые диориты (Андырчи)	2	37,20	2,60	15,40	4,10	16,80	0,60	9,15	1,15	0,40	7,80	0,03	0,06	3,0	0,70	0,80	0,12	99,91
гранодиориты (Баксан)	5	36,13	3,12	14,75	3,80	19,70	0,20	9,10	0,15	0,30	8,10	0,02	0,03	2,91	0,65	0,66	0,15	99,77
Заканский, гранодиориты	4	38,13	3,84	14,20	2,31	14,15	0,18	15,45	0,30	0,30	8,85	0,04	0,03	1,40	0,63	0,18	0,10	100,1
Уллукамский, граниты биотитовые (Кли-Гебердин.)	6	38,12	2,61	16,40	4,65	12,63	0,75	11,40	0,12	0,18	7,80	0,092	0,081	3,40	0,61	0,04	0,10	100,1
граниты биотитовые (Уллукам)	3	38,03	3,19	14,75	1,99	18,32	0,23	10,85	0,02	0,22	8,85	0,072	0,035	3,15	0,53	0,22	0,11	100,5
лейкограниты двуслюдяные (Кыртук)	3	35,10	2,12	19,70	3,05	19,40	0,20	7,60	0,10	0,20	7,91	0,08	0,09	3,35	0,93	0,15	9,11	100,1
Фаснальский, граниты (Ход)	2	35,10	2,23	20,11	2,95	18,4	0,22	8,43	0,15	0,25	7,91	0,03	0,04	2,91	1,18	0,20	0,15	100,1
граниты (Фаснахал)	3	35,13	2,10	20,01	3,01	19,30	0,18	7,55	0,12	0,23	7,85	0,03	0,04	3,05	1,05	0,20	0,15	100,0
Кубанский, граниты (дайки)	7	37,73	2,50	13,95	6,51	16,20	0,40	10,12	0,40	0,35	8,48	0,03	0,03	1,07	1,80	0,40	0,20	100,1
лейкограниты	2	37,70	2,52	13,91	6,48	16,23	0,43	10,14	0,35	0,31	8,53	0,04	0,05	1,23	1,75	0,48	0,21	100,1
Аксаутский, граниты (дайки)	4	36,42	0,85	18,10	8,40	14,10	0,20	9,35	1,41	1,10	7,10	0,21	0,16	1,29	0,72	0,50	0,40	99,81
Пекентский, гранодиориты	2	36,60	2,50	14,20	6,12	22,80	0,60	4,20	0,30	0,31	8,05	0,11	0,16	2,70	1,06	0,20	0,20	100,1
граниты	3	37,90	2,60	14,80	4,01	13,82	0,40	12,18	0,30	0,20	8,80	0,13	0,26	2,85	1,35	0,20	0,20	99,80
лейкограниты	3	37,95	2,61	14,75	3,88	13,70	0,41	12,21	0,40	0,21	8,90	0,17	0,27	2,90	1,55	0,15	0,15	100,1
Пшиш-Вазахский, граниты (Вазах)	4	35,63	2,60	15,05	5,15	22,80	0,41	5,73	0,24	0,21	8,01	0,06	0,05	2,73	1,18	0,25	0,12	100,2
лейкограниты (Вазах)	3	35,60	2,65	15,20	5,20	21,80	0,61	5,80	0,21	0,30	7,84	0,12	0,14	2,82	1,42	0,20	0,13	99,24
граниты (Пшиш)	2	35,62	2,61	15,10	5,05	22,70	0,40	5,70	0,25	0,20	8,00	0,07	0,08	2,72	1,20	0,20	0,15	100,1
лейкограниты (Пшиш)	3	35,61	2,62	14,60	6,17	24,20	0,65	3,20	0,23	0,26	7,90	0,11	0,13	2,80	1,21	0,30	0,05	100,1

Примечание: анализы выполнены на микрозонде «Camebax» в ОИГГ СО РАН, редкие щелочные элементы — методом пламенной фотометрии.

высокую «редкометалльность» этих магматитов. Островодужные и раннеколлизийные гранитоиды (балканского, блыбского, худесского, малкинського, белореченского комплексов) в биотитах содержат заметно более высокие концентрации воды и хлора.

Составы биотитов пересчитаны на кристаллохимические коэффициенты и нанесены на диаграмму по работе [12]. Предпочтение координат отношений магния к сумме железа и F к ОН вызвано тем, что первые — преобладающие катионы в октаэдрической позиции в структуре минерала, а ОН и F — ведущие летучие компоненты в позиции анионного каркаса. Диаграмма дискриминирует поля верхнемантийных гранитоидов с различной степенью контаминации корового материала.

К островодужным гранитоидам, развитым в зоне Передового хребта, относят дериваты худесского и блыбского комплексов. Первые многие исследователи считают синхронными кизилкольским вулканикам (средний девон) и рассматривают в составе единой вулканоплутонической ассоциации. Вторые выделены из состава ранее описанного уруштенского комплекса, в котором были объединены магматиты от ультрабазитов до гранитов. Возраст гранитоидов блыбского комплекса принят среднепалеозойским. Для кремнекислых разновидностей обоих подразделений характерно преобладание натрия над калием, присутствие рествитов ортопород. В гранодиоритах блыбского комплекса $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70456—0,70486. На диаграмме (рис. 1) биотиты гранитоидов обоих комплексов попадают в поле слабо контаминированных гранитоидов I-WC типа, что согласуется с отношениями радиогенных изотопов стронция.

В группе раннеколлизийных гранитоидов традиционно рассматриваются породы малкинського, балканского и белореченского комплексов, имеющих раннекаменноугольный возраст (от кварцевого диорита до гранита) и распространенных в зонах Бечасынской, Передового и Главного хребтов соответственно. Это гнейсированные, преимущественно биотитовые, реже роговообманково-биотитовые и двуслюдяные разновидности известково-щелочной серии с рествитами ортопород. На диаграмме слюды гранитоидов балканского комплекса попадают в поле I-WC типа слабо контаминированного, а малкинського и белореченского — в поле I-MC типа умеренно контаминированного.

Позднеколлизийные гранитоиды объединяют породы уллукамского и фаснальского комплексов в зоне Главного хребта. Это негнейсированные, высокоглиноземистые биотитовые и двуслюдяные разновидности известково-щелочной серии, датируемые поздним палеозоем. В них присутствуют рествиты парасланцев, а $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+(\text{Ca}/2)) > 1,1$. Возможно, среди малкинских двуслюдяных гранитов в Бечасынской зоне также присутствуют позднеколлизийные граниты. В зоне Передового хребта характеризующиеся гранитоиды не зарегистрированы. Биотиты анализируемой группы нанесены на диаграмму (рис. 2), построенную на составах биотитов из позднеколлизийных лейкогранитов Высоких Гималаев, высокоглиноземистых гранитов массива Шонгчай Северного Вьетнама, двуслюдяных лейкогранитов Плутона Лимузен Центрального Французского Массива, гранодиоритов плутона Кума из Нового Южного Уэльса Австралии. Диаграмма позволяет дискриминировать два типа S гранитов: S₁ — автохтонные или интрузивные коровые биотитовые и S₂ — двуслюдяные лейкограниты сдвиговых и покровных зон, или стресс-граниты. На этой диаграмме выделены поля коллизийных гранитов S-типа, сопровождаемые вольфрамовым и молибденовым оруденениями: биотитовые и двуслюдяные шибетинского и боровлянского комплексов Горного Алтая, биотитовые месторождений Приморья: Лермонтовское, Восток-2,

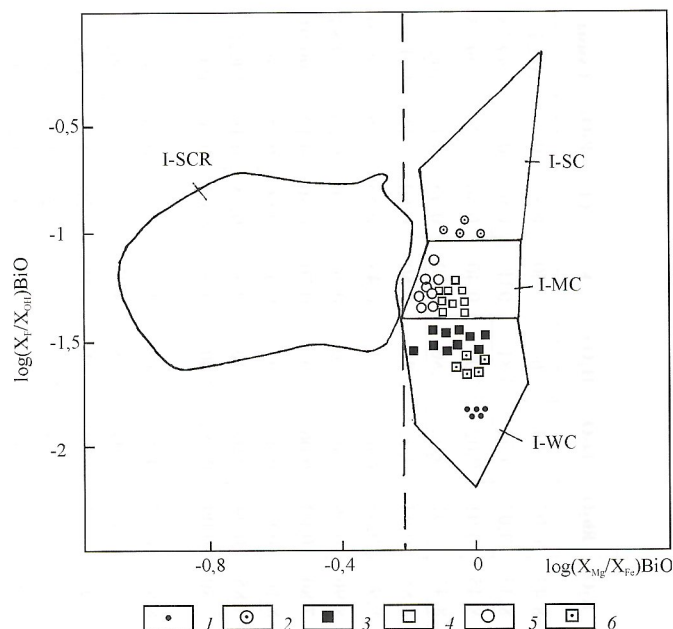


Рис. 1. Диаграмма $\log (X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}}) - \log (X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$ в биотитах островодужных и коллизийных гранитоидов Большого Кавказа:

гранитоиды Большого Кавказа: 1 — гранодиориты блыбского комплекса, 2 — гранодиориты заканского комплекса, 3 — тоналиты, гранодиориты худесского комплекса, 4 — гранодиориты и граниты малкинського комплекса, 5 — кварцевые диориты и гранодиориты белореченского комплекса, 6 — гранодиориты балканского комплекса; I-типы гранитоидов, по работе [24]: I-WC — слабо контаминированный, I-MC — умеренно контаминированный, I-SC — сильно контаминированный и редуцированный

Яньшанские биотитовые и двуслюдяные Южного Китая. Биотиты уллукамских гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа разделены на несколько кластеров. В поле S₁-типа попали биотитовые граниты урочища Уллукам и Кти-Тебердинского массива (см. рис. 2). Причем последние локализованы в поля гранитоидов, с которыми ассоциируют молибденовое и вольфрамовое оруденения. Для этих гранитоидов характерно присутствие таких аксессуарных минералов, как кордиерит, турмалин, магнетит, сфен, в меньшей степени гранат. Они сопровождаются полями мигматитов. Двуслюдяные лейкограниты уллукамского (р. Кыртык) и фаснальского (Ход, Фаснал) комплексов локализованы в поле S₂-типа (стресс-граниты). В качестве аксессуаров в них присутствуют ильменит и гранат. Эти гранитоиды размещены вблизи крупных разломов (Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, Фаснальский разлом). Мигматиты в контактах магматитов этой группы отсутствуют или проявлены слабо.

Анорогенные (постколлизийные) гранитоиды охватывают разнородные магматические образования повышенной щелочности. К ним отнесены монцитониты, умеренно-щелочные гранодиориты заканского комплекса, а также умеренно-щелочные граниты, лейкограниты кубанского, пскентского, аксаутского и пшиш-вазыхского комплексов. Они датированы поздним палеозоем и контролируются разломами. Это преимущественно дайки и малые тела, а распространены они во всех зонах Большого Кавказа. Породы заканского комплекса локализованы в зоне Передового хребта и тяготеют к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне. Они обнаруживают близость к латитовой серии магматитов. На диаграмме (см. рис. 1) биотиты этих пород попадают в поле I-SC

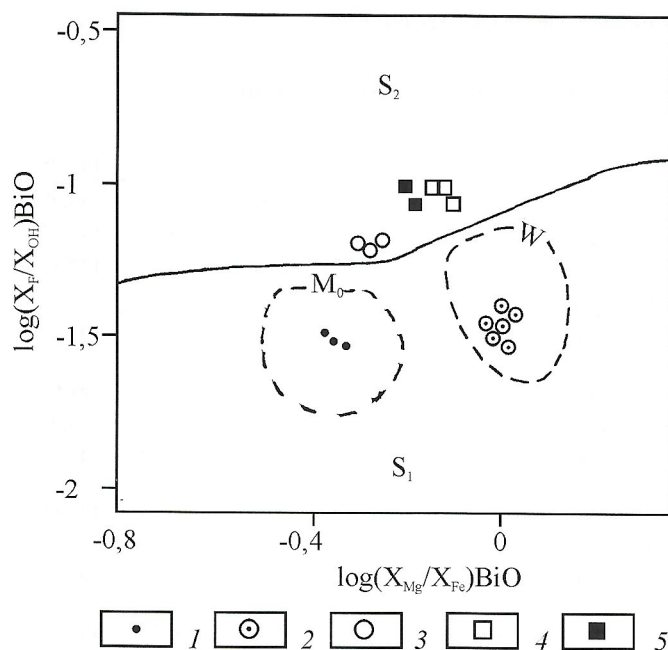


Рис. 2. Диаграмма $\log(X_{Mg}/X_{Fe})-\log(X_F/X_{OH})$ в биотитах познеколлизионных гранитоидов Большого Кавказа:

уллукамский комплекс: 1 — биотитовые граниты (Уллукам), 2 — биотитовые граниты (Кти-Теберда), 3 — лейкограниты двуслюдяные (Кырткы); фаснальский комплекс: 4 — двуслюдяные лейкограниты (Фаснал), 5 — двуслюдяные лейкограниты (Хол); поля гранитоидов: S₁ — S-тип биотитовых гранитов автохтонных, коровых, S₂ — то же, двуслюдяных гранитов, лейкогранитов сдвиговых и покровных зон (стресс-граниты); W — вольфрамоносные гранитоиды, Mo — молибденоносные гранитоиды

сильно загрязненных гранитоидов, обнаруживая весьма низкие отношения F к OH.

Биотиты остальных постколлизионных гранитоидов нанесены на диаграмму (рис. 3), апробированную для гранитоидов Алтае-Саянского региона [4] и построенную с использованием анализов слюд (биотита и лепидомелана) по анорогенным гранитоидам Забайкалья, Средней Азии, Алтае-Саянской складчатой области, Монголии, рифта Рио Гранде, Восточно-Африканской рифтовой системы, грабена Осло, Балтийского щита, Кавказа. Следует отметить, что все постколлизионные гранитоиды Большого Кавказа попадают в область A₁-типа, образующихся в обстановке горячих точек, или мантийных плюмажей, обнаруживая значительные колебания в Mg/Fe и F/OH в биотитах.

Умеренно-щелочные граниты и лейкограниты кубанского комплекса распространены в Бечасынской зоне. Это типичные двуполевошпатовые граниты со сферолитовой микроструктурой, весьма характерной для подобных гранитоидов, с которыми ассоциирует жильное полиметаллическое оруденение в Рудном и Горном Алтае, Забайкалье, Монголии. Составы биотитов пород кубанского комплекса попадают в поле аналогичных рудогенерирующих сферолитовых гранитоидов (см. рис. 3). С ними связаны жильные свинцово-цинковые месторождения Эльбрусское, Даутское и другие на Северном Кавказе [11].

В зоне Передового хребта из постколлизионных гранитоидов, помимо вышеупомянутых дериватов заканского комплекса, известны сильно дифференцированные разности пскентского. Они распространены в междуречье Уруп—Большая Лаба и тяготеют к зоне Северного разлома. Умеренно-щелочные гранодиориты попадают в поле A₁-типа, а более кислые разности по характеристикам близки плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам

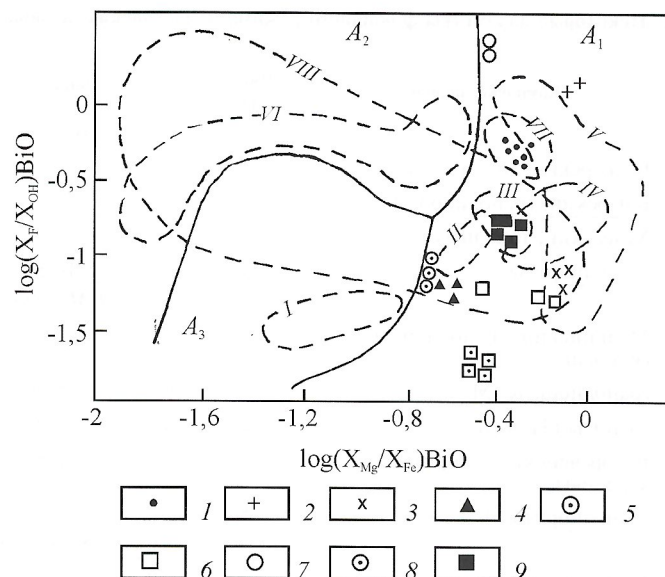


Рис. 3. Диаграмма $\log(X_{Mg}/X_{Fe})-\log(X_F/X_{OH})$ для биотитов анорогенных гранитоидов Большого Кавказа:

1 — граниты, лейкограниты кубанского комплекса; пскентский комплекс: 2 — гранодиориты, 3 — граниты, 4 — лейкограниты; пшиш-вазахский комплекс: 5 — граниты (Вазах), 6 — лейкограниты (Вазах), 7 — граниты (Пшиш), 8 — лейкограниты (Пшиш); 9 — гранит-порфиры аксаутского комплекса; поля гранитоидов: A₁ — внутриконтинентальных рифтов, горячих точек или мантийных плюмажей, A₂ — постколлизионных обстановок, A₃ — активизации кратонной стадии древних платформ; поля биотитов рудоносных гранитоидов: I — олова, II — олово-вольфрамовые, III — вольфрамовые, IV — вольфрам-молибденовые, V — молибденовые, VI — тантал-ниобиевые, VII — свинцово-цинковые (жильные), VIII — литий-тантал-ниобиевые

там (см. рис. 3). Малые тела и дайки этого комплекса сопровождаются аномалиями лития, тантала, ниобия.

В зоне Главного хребта распространены постколлизионные интрузивные породы двух комплексов: пшиш-вазахского и аксаутского. Малые тела и дайки умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов первого комплекса выделены из состава уллукамского. Они секут типичные граниты последнего с образованием зон экзоконтактовых изменений и логично должны быть выделены в самостоятельный комплекс. Для них характерны черты малоглубинных пород, и они принадлежат к гипабиссальной фации. Они не содержат респитов в отличие от типичных гранитов уллукамского комплекса. В них калий преобладает над натрием, а повышенные щелочность и концентрации лития, рубидия, олова, тантала, ниобия, бериллия и цезия сближают их с плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами. Биотиты гранитов этого комплекса попадают в поле A₁-типа, а лейкогранитов — в область рудоносных плюмазитовых лейкогранитов (см. рис. 3). На участках Пшиш и Вазах с последними связано тантал-ниобиевое оруденение с бериллием [11].

Биотитовые умеренно-щелочные гранит-порфиры аксаутского комплекса зафиксированы в Кургашино-Чатском рудном поле, где пространственно связаны со стратиформными рудными залежами Кти-Тебердинского месторождения. На диаграмме (см. рис. 3) составы биотитов этого комплекса также попадают в поле A₁-типа гранитоидов, с которыми ассоциирует вольфрамовое оруденение. По петрогеохимическим характеристикам, это умеренно-щелочные граниты редкометалльного типа.

Флюидный режим играет важную роль в процессах кристаллизационной дифференциации магм и их рудогенерирующей способности [6, 8]. Оценка некоторых

2. Некоторые параметры флюидного режима палеозойских островодужных и коллизионных гранитоидов

Комплекс, породы	Число проб	T	$\lg fO_2$	fH_2O	PH_2O	$\lg fO_2/fH_2O$	PCO_2	$\lg fHF/fHCl$	K	U
<i>I-WC тип гранитоидов</i>										
Балкарский, гранодиориты	3	860	-4,9	250	490	-8,0	240	-3,92	0,12	191,05
Блыбский, гранодиориты	2	840	-4,5	245	485	-7,5	235	-4,52	0,12	190,98
Худесский, тоналиты	3	760	-14,8	480	1200	-17,9	1300	-3,21	0,70	181,47
гранодиориты	2	750	-14,5	485	1210	-17,6	1310	-2,96	0,68	177,13
<i>I-MC тип гранитоидов</i>										
Малкинский, гранодиориты (Индыш)	3	810	-5,1	220	320	-8,1	230	-2,31	0,13	191,7
гранодиориты (Мушт)	2	805	-5,0	230	400	-8,0	100	-2,32	0,13	191,68
граниты (Тызыл)	2	805	-4,9	235	410	-7,9	90	-2,95	0,14	189,95
Белореченский, диориты кварцевые	2	700	-12,3	220	375	-15,4	110	-2,83	0,37	190,77
гранодиориты (Баксан)	5	710	-12,5	250	500	-15,6	250	-2,33	0,59	191,88
<i>S₁-тип гранитоидов</i>										
Уллукамский, граниты биотитовые (Кти-Теберда)	3	820	-7,4	590	1400	-10,4	1100	-2,68	0,64	192,14
граниты биотитовые (Уллукам)	3	760	-13,0	580	790	-16,0	710	-2,75	0,75	190,25
<i>S₂-тип гранитоидов</i>										
Уллукамский, граниты двуслюдяные	3	520	-17,2	230	400	-20,3	300	-1,62	0,21	191,4
Фаснальский, граниты (Ход)	2	710	-12,6	240	400	-15,6	200	-2,49	0,61	190,3
граниты (Фаснал)	3	701	-12,5	240	410	-15,5	190	-1,51	0,63	195,94

Примечание: здесь и в табл. 3 T — температура кристаллизации гранитоидов, °C; $\lg fO_2$ — логарифм фугитивности кислорода; fH_2O — фугитивность воды, 10^2 кПа; PH_2O и PCO_2 — парциальные давления воды и углекислоты соответственно, 10^2 кПа; $\lg fO_2/fH_2O$ — логарифм отношений фугитивности кислорода и воды; $\lg fHF/fHCl$ — то же, плавиковой и соляной кислот; K — коэффициент восстановленности флюидов; U — условный потенциал ионизации биотитов, по В.А.Жарикову.

3. Некоторые параметры флюидного режима палеозойских анорогенных гранитоидов

Комплекс, породы (массив)	Число проб	T	$\lg fO_2$	fH_2O	PH_2O	$\lg fO_2/fH_2O$	PCO_2	$\lg fHF/fHCl$	K	U
<i>A₁-тип гранитоидов</i>										
Кубанский, граниты	7	700	-7,8	2050	3300	-10,8	2900	-2,21	0,17	185,78
лейкограниты	2	730	-6,7	2100	3350	-9,7	3050	-2,12	0,18	186,6
Аксаутский, граниты	4	695	-6,2	1700	1020	-9,3	3480	-2,31	0,11	187,9
<i>Плюмазитовые редкометалльные гранитоиды</i>										
Пскентский, гранодиориты	2	625	-12,2	2021	3100	-15,2	1900	-0,50	0,32	191,1
граниты	3	560	-14,9	1850	2900	-18,0	1900	-0,38	0,34	188,3
лейкограниты	3	835	-9,0	2050	3200	-12,0	2000	-0,20	0,31	188,2
Пшиш-Вазахоский, граниты (Вазахоский)	4	590	-14,8	480	1200	-17,8	1200	-0,9	0,37	190,52
лейкограниты (Вазахох)	2	585	-14,9	1340	2000	-17,9	1500	-0,7	0,41	190,43
граниты (Пшиш)	2	590	-14,9	443	1100	-17,9	1100	-0,9	0,47	190,35
лейкограниты (Пшиш)	3	580	-15,5	511	1300	-18,5	1500	-0,52	0,31	192,67
<i>I-SC тип гранитоидов</i>										
Заканский, гранодиориты	4	890	-10,1	220	380	-13,2	120	-3,62	0,61	191,99

параметров флюидного режима гранитоидов Большого Кавказа выполнялась по методике Ю.П.Трошина [10] с использованием экспериментальных и теоретических работ Д.Уонза и Х.Эйгстера [15], К.Бэрнхема и других [13], Л.Л.Перчука. Оценка общего давления и температуры кристаллизации расплавов осуществлялась по независимым методикам Н.А.Панеях, М.Е.Федоровой [9] и Д.Уонза, Х.Эйгстера [15]. Параметры флюидного режима, полученные в результате обработки анализов биотитов гранитоидов региона по указанному методикам, представлены в табл. 2, 3 и на рис. 4. Как видно из

приведенных данных, гранитоиды Большого Кавказа различаются по многим параметрам флюидного режима, температурам кристаллизации, давлению, условным потенциалам ионизации биотита, что позволяет уточнить некоторые проблемы их петрогенезиса и рудогенерирующего потенциала.

В группе островодужных гранитоидов I-типа слабо контаминированного (блыбский и худесский комплексы) наблюдается четкое различие их формирования по режиму обогащенности кислородом. На диаграмме (см. рис. 4) биотиты пород блыбского комплекса расположены выше

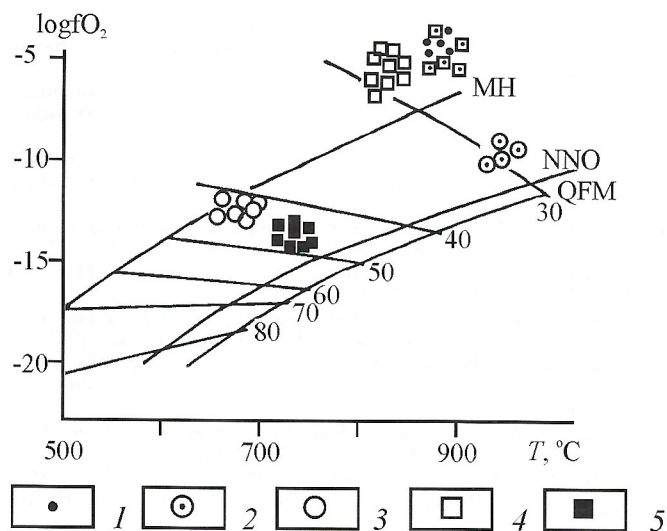


Рис. 4. Диаграмма fO_2 — T условий формирования биотитов островодужных и коллизионных гранитоидов Большого Кавказа:

$\lg fO_2$ — логарифм фугитивности кислорода; T — температура кристаллизации, °C; буферы: MH — магнетит-гематитовый, NNO — никель-бунзенитовый, QFM — кварц-фаялит-магнетитовый; остальные условные обозн. см. на рис. 1

магнетит-гематитового буфера, следовательно характеризуются более высокой обогащенностью кислородом, а кристаллизация пород проходила при повышенной кислотности (U более высокая, см. табл. 2). Слюды хуасского комплекса тяготеют к никель-бунзенитовому буферу (см. рис. 4), характеризуются значительно более низкими фугитивностью кислорода и температурами кристаллизации (см. табл. 2). Они обладают повышенными фугитивностью воды, парциальными давлениями воды и углекислоты, восстановленностью флюидов и общей основностью (U ниже, см. табл. 2). Такие условия благоприятны для кристаллизации сульфидов в гранитоидах I-типов. При этом золото будет инкорпорироваться предпочтительнее в сульфидной фазе, чем в магнетите, и такие магмы I-типов более благоприятны для генерации золотообогащенных месторождений. С дайками хуасского комплекса в одноименном рудном районе ассоциирует золотое оруденение в зонах пиритизации, а также в жилах кварца (золото-сульфидно-кварцевый тип). Следует указать, что по положению точек биотитов на диаграммах (см. рис. 4), а также по другим параметрам флюидного режима породы хуасского комплекса весьма близки золотогенерирующим гранитоидам мартайгинского комплекса Кузнецкого Алатау [2], топольнинского, чойского, синюхинского, башчелакского комплексов Горного Алтая [5].

Раннеколлизионные гранитоиды малкинского, белореченского и балканского комплексов имеют близкие характеристики флюидного режима при некоторых вариациях температур кристаллизации, степени окисленности и восстановленности флюидов (см. рис. 4, табл. 2). Они формировались преимущественно при более высокой обогащенности кислородом.

Позднеколлизионная группа интрузивных комплексов более разнородна. Все граниты S_2 -типа (стресс-граниты), формировавшиеся в условиях относительного сжатия, занимают положение между магнетит-гематитовым и никель-бунзенитовым буферами и являются типичными гранитоидами ильменитовой серии, по С.Ишихара. Среди S_1 -типа выделяются граниты Кти-Тебердинского массива, биотиты которых локализовались выше магнетит-гематитового буфера. Они обладают самыми высокими тем-

пературами кристаллизации, фугитивностью кислорода, парциальными давлениями воды и углекислоты среди анализируемых позднеколлизионных гранитов.

Биотиты анорогенных (постколлизионных) гранитоидов Большого Кавказа анализируемых комплексов (кроме заканского) кристаллизовались выше магнетит-гематитового буфера, что свидетельствует о повышенной окисленности этих пород. Для гранитоидов A_1 -типа характерны вариации температур кристаллизации, летучести кислорода и воды (см. табл. 3). Магматитам кубанского и аксаутского комплексов, с которыми ассоциирует жильное свинцово-цинковое и стратиформное вольфрамовое оруденение, свойственны близкие параметры флюидного режима, температур кристаллизации, кислотно-основной характеристики формирования биотита (параметр U). Они различаются лишь соотношениями парциальных давлений углекислоты и воды. Более высокие давления свойственны редкометалльным гранитам аксаутского комплекса. Вероятно, в формировании стратиформного оруденения Кургашиночского рудного поля играли роль и биотитовые граниты Кти-Тебердинского массива (уллукамский комплекс), и магматический очаг, генерировавший более поздние гранитоиды аксаутского комплекса. Однако роль последнего более значительна. Об этом свидетельствуют более высокое парциальное давление углекислоты ($3,5 \cdot 10^2$ кПа) и отношение парциальных давлений углекислоты и воды (3,4). В противоположность этому граниты уллукамского комплекса, судя по параметрам флюидного режима, способны были на образование лишь рассеянной минерализации. Последняя нередко отмечена в контактах гранитов уллукамского типа. Высокие общее и парциальное давления углекислоты при формировании гранит-порфиров аксаутского комплекса (самые высокие из всех палеозойских гранитоидов Большого Кавказа), вероятно, обязаны участию глубинных мантийных высокоуглекислых флюидов и существенной роли флюидно-магматической дифференциации в глубинном магматическом очаге (метаматической, в понимании Д.С.Коржинского [7]). Общее высокое давление флюидов и особенно парциальное давление углекислоты должны приводить к взрывному характеру отделения из магматического очага летучих, обогащенных рудными компонентами. Такая петрологическая модель функционирования Кти-Тебердинской рудно-магматической системы объясняет мощно проявленный кремнекальциевый и магнезиальный метасоматоз в районе месторождения, сопровождающий внедрение порфировых даек аксаутского комплекса. Оптимизация факторов флюидного режима способствовала формированию гидротермального и гидротермально-метасоматического оруденения большого масштаба. Вероятность реализации такой модели особенно высока для порфировых интрузий, сопровождаемых эксплозивными брекчиями, выявленными на глубоких горизонтах месторождения (скв. 178, 314, 419). При этом некоторые дайки изменены весьма интенсивно и превращены в грейзены и своеобразные «рудные дайки» с вольфрамовым и бериллиевым оруденением (скв. 178, 184). Образование эксплозивных брекчий в контактах даек и в самих дайках, а также их интенсивная метасоматическая проработка, возможно, связаны со «вскипанием» (гетерогенизацией) магматических флюидов.

Из серии плюмазитовых редкометалльных гранитоидов наибольший интерес представляют заключительные фазы умеренно-щелочных лейкогранитов Вазахоха и Пишиша, для которых отмечено незначительное увеличение таких параметров, как фугитивность воды, парциальное давление воды и углекислоты, что, вероятно, и определяло небольшие масштабы проявления тантал-ниобиевой минерализации. Повышенная фтористость плюмазитовых

гранитоидов этой серии выявлена по наименьшим отношениям фугитивностей плавиковой и соляной кислот (см. табл. 3). Этот параметр также значительно уступает высокопродуктивным редкометалльным литий-фтористым гранитам.

В заключение следует указать, что по составу биотитов выделяются различные петрогенетические типы гранитоидов, имеющие специфические черты флюидного режима. Параметры последнего, вероятно, отражают потенциальную рудогенерирующую способность изученных гранитоидов. Наиболее оптимальными характеристиками показателей режима летучих обладали гранитоиды художеского комплекса (I-тип гранитоидов слабо контаминированных), с которыми связано золоторуденение и гранит-порфировый дайковый аксаутский комплекс (A₁-тип гранитоидов). С глубинным магматическим очагом, генерировавшим дериваты последнего и испытавшим флюидно-магматическую дифференциацию, связано формирование Кти-Тебердинского вольфрамового месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А. и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1971. № 7. С. 17—31.
2. Гребеничкова В.И., Трошин Ю.П., Митичкин М.А. Сравнительная характеристика флюидного режима формирования гранитоидов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 76—82.
3. Гусев А.И. Типы гранитоидов Большого Кавказа и геодинамические обстановки их формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 1991. Т. 66. С. 139.
4. Гусев А.И. Флюидный режим редкометалльных гранитоидов Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 3. Томск, 1998. С. 194—198.
5. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 67—78.
6. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. № 9. С. 1293—1311.
7. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1973. № 12. С. 3—6.
8. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимура Т.П. Флюидный режим гранитообразования. — Новосибирск: Наука, 1981.
9. Панях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка—биотит в гранитоидах // Вестник МГУ. Сер. геология. 1973. № 9. С. 94—99.
10. Трошин Ю.П., Гребеничкова В.И., Пивоварова Л.Ю., Бойко С.М. Флюидный режим формирования гранитоидов различных геохимических типов // Геохимия. 1984. № 9. С. 1318—1326.
11. Черныш В.Б. Металлогения Большого Кавказа. — М.: Недра, 1977.
12. Ague J.J., Brimhall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // Bull. Geol. Sci. Amer. 1988. Vol. 100. № 6. P. 890—911.
13. Burnham C.W., Holloway J.R., Devis N.F. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 1000 bars // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1969. Vol. 132. P. 96—115.
14. Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Paris. 1985. Vol. 301. P. 803—818.
15. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite // Amer. Mineral. 1965. Vol. 50. № 9. P. 1228—1272.

УДК 519.2:550.8.053(470.21)

© Ю.Л.Войтеховский, П.В.Припачкин, 2001

Использование статистических методов для расчленения разреза Федорово-Панского интрузива

Ю.Л.ВОЙТЕХОВСКИЙ, П.В.ПРИПАЧКИН (Геологический институт КНЦ РАН)

Сегодня в систематике петрографических структур в основном учитываются три аспекта морфологии слагающих горную породу минеральных зерен: их абсолютный (крупно-, средне- и мелкозернистые структуры) и относительный (равномерно- и неравномернозернистые, порфировые и порфировидные структуры) размеры, а также степень идиоморфизма (панидио-, гипидио- и аллотриоморфнозернистые структуры). Сочетания названных признаков при широких вариациях в содержании составных частей породы (стекла и кристаллических фаз, порфировых вкраплеников и основной массы, хада- и ойокристаллов) уже порождают огромное разнообразие структур. Если к этому добавить структуры экзотические (типа спинифекс), описание которых апеллирует к образным метафорам, и структуры, содержащие в названии столько же генетических выводов, сколько и непосредственно наблюдаемых фактов (типа лепидогранобластовой), то становится ясно, что все это многообразие признаков в последовательную теорию не формализуется.

Ю.Л.Войтеховский предложил рассматривать минеральные зерна в горных породах с точностью до комбинаторного типа как полиэдры с гранями — поверхностями межзерновых контактов. При таком подходе все теоретически возможные локальные межзерновые отношения описываются многообразием комбинаторных типов минеральных полиэдров. Но как охарактеризовать организацию реальной породы, сложенной множеством минеральных полиэдров различных комбинаторных

типов и видовой принадлежности? Для этого предложен следующий метод.

На первом этапе типизация петрографических структур выполняется на основе статистики бинарных межзерновых контактов. Пусть p_{ij} — вероятность контакта зерен вида m_i и m_j в n -минеральной породе. Тогда сумма p_{ij} $m_i m_j = 1$ даст полную вероятность и, с другой стороны, уравнение n -арной квадратичной поверхности. Последняя является структурной индикатрисой горной породы. По определению, к одному типу относятся лишь структуры, характеризуемые индикатрисой одного типа. В эквивалентной записи уравнения

$$[m_1 \dots m_n] \begin{bmatrix} p_{11} & \dots & p_{1n} \\ \dots & \dots & \dots \\ p_{n1} & \dots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ \dots \\ m_n \end{bmatrix} = 1$$

видно, что определяющее значение для типизации структуры имеет матрица агрегативности $[p_{ij}]^n$, точнее ее каноническая диагональная форма. Она является алгебраическим выражением типа структуры. Этот метод позволяет согласовать непрерывное изменение вероятностей p_{ij} в породах с существованием дискретных типов петрографических структур. Все теоретически возможные структурные типы би- и триминеральных горных пород ранее были установлены в норитах и габбро-норитах Федорово-Панского массива (ФПМ), расположенного в центральной части Кольского

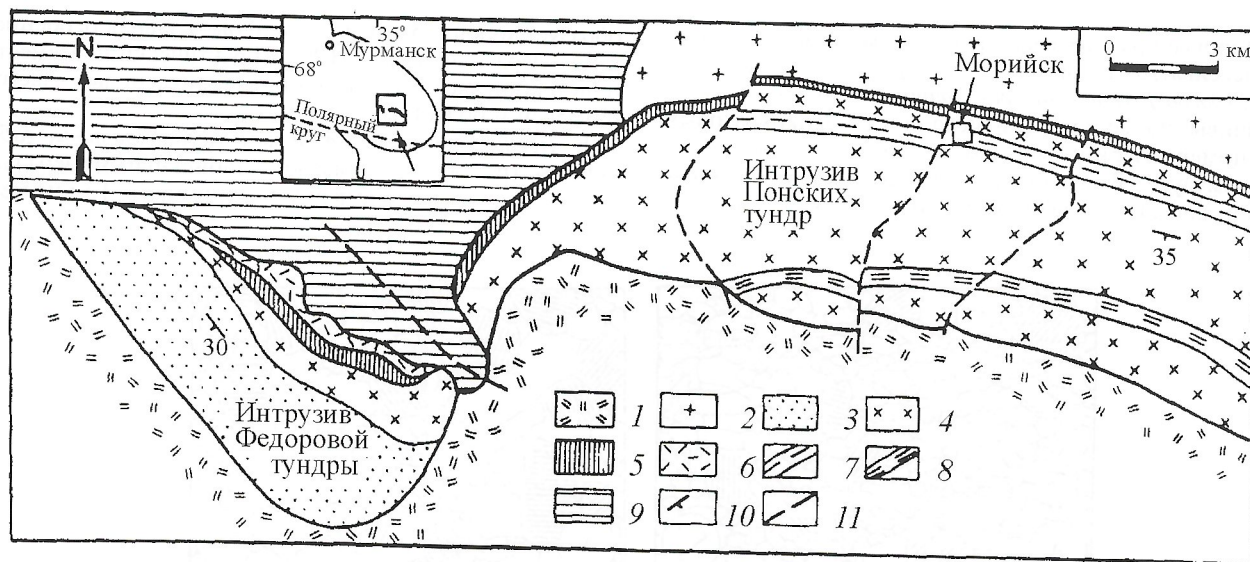


Рис. 1. Геологическая схема Федорово-Панского массива:

1 — нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 — нижнепротерозойские щелочные граниты; породы массива: 3 — габбро, 4 — габбро-нориты, 5 — нориты, 6 — такситовые габбро-нориты; расслоенный горизонт: 7 — Нижний, 8 — Верхний; 9 — архейские гранитоиды; 10 — элементы залегания; 11 — разрывные нарушения

полуострова (рис. 1). Теория и ее физическая интерпретация рассмотрены в работах [1, 2].

На втором этапе горная порода рассматривается как пространство с метриками, т.е. способами измерения расстояния, порожденными отношениями, неотъемлемо существующими между ее минеральными зернами. Так, наиболее простая и естественная метрика — конструкция $h_{ij} = \min \text{dist}(i, j)$, где $\text{dist}(i, j)$ — число бинарных межзерновых границ, пересекаемых на непрерывном пути из зерна i в зерно j . Далее используется теория пространственных ковариаций индикаторных функций, позволяющая установить радиус корреляции минеральных зерен различных видов в пространстве породы. Здесь открываются две теоретические возможности. Во-первых, петрографические структуры одного типа можно дополнительно различать по радиусу корреляции зерен различных видов. Так, для опытного образца габбро-норита типа S_3^1 был установлен радиус корреляции $h_{ij}=3$. Во-вторых, существование горных пород с отличными от нуля радиусами корреляции зерен различных видов позволяет ввести представление о минимальном кластере как максимальном субагрегате зерен, удаленных друг от друга не далее, чем на радиус корреляции. Тем самым воедино связываются представления об организации пород как из отдельных минеральных зерен, так и из их более крупных ассоциаций.

Особенность метода — то, что горная порода рассматривается во «внутреннем репере», безотносительно к привычным абсолютным и относительным размерам, а также степени идиоморфизма слагающих ее минеральных зерен. Мы считаем это достоинством, открывающим путь к построению ее формальной структурной теории, дополнительной к известным подходам. Но подобное рассмотрение породы пока не позволяет интерпретировать полученные характеристики в понятиях существующих теорий кристаллизации. Здесь требуются дополнительные исследования. Сегодня их можно использовать для разделения структурных типов горных пород. Первый этап указанного подхода выполнен для слабо контрастных частей разреза ФПМ, результаты чего приведены ниже.

Геологическое строение ФПМ охарактеризовано в работах [3, 4]. Полигон исследований — Нижний рас-

слоенный горизонт (НРГ) Западно-Панского блока, наиболее хорошо обнаженный и детально опробованный в пределах участка Марийок (см. рис. 1). Здесь отобрано более 70 образцов в среднем через 5 м по двум профилям, пересекающим зоны контрастного чередования пород и относительно монотонные участки. Главным объектом были преобладающие в разрезе габбро-нориты. Но изучались практически все встречающиеся здесь разновидности пород (нориты, анортозиты, лейкогаббро), состав которых определяется парагенезисом плагиоклаз+клинопироксен+ортопироксен.

Разновидности габбро-норитов первоначально выделялись с помощью традиционной методики, однако особое внимание обращалось на способность минералов образовывать мономинеральные агрегаты или кластеры. Как показали предыдущие исследования, роль мономинеральных кластеров чрезвычайно важна при образовании устойчивых типов габбро-норитов [5]. В результате выделены их основные структурные разновидности, между которыми существуют постепенные переходы (рис. 2).

А. Мезократовые габбро-нориты (pl 50—65%) имеют достаточно устойчивый минеральный состав и мелко-среднезернистое однородное сложение, все минералы находятся в кумулусе. Главная отличительная черта — хорошо выраженные плагиоклазовый и клинопироксеновый кластеры. Последний формирует цепочки (до нескольких десятков зерен), равномерно пронизывающие ткань плагиоклазовой матрицы. Зерна ортопироксена или группы из 3—5, реже до 10 зерен равномерно распределены в породе.

В. Мезо-лейкократовые габбро-нориты (pl 40—80%) имеют более широкие вариации гранулометрического и модального составов. В них нарушается идиоморфизм зерен клино- и ортопироксена, которые в единичных образцах находятся в интеркумулусе, и происходит частичное разрушение кластеров плагиоклаза и клинопироксена. Тенденция образовывать связанные группы зерен снижается и у ромбического пироксена.

С. Лейкократовые габбро-нориты (pl 70—80%) имеют самое неоднородное сложение, а клино- и ортопироксен, как правило, находятся в интеркумулусе. Плагиоклаз слагает матрицу породы, тогда как клинопироксеновые цепочки в значительной степени разрушены.

Ортопироксен распределен крайне неравномерно и может как рассеиваться в породе, так и образовывать кластеры.

Д. *Рудосодержащие габбро-нориты* (р1 10—70%) сильно изменчивы по составу (от мелано- до лейкократовых), неравномернoзернистые, клинопироксен находится в интеркумулясе. В меланократовых разностях это характерно и для плагиоклаза, но в лейкократовых последний

образует хорошо развитые кластеры. Главная особенность рудосодержащих пород НРГ — практически повсеместное присутствие разнoзернистых ортопироксеновых кластеров (10 зерен и более).

Е. *Неравномернoзернистые мезо-меланократовые габбро-нориты* (р1 30—40%) имеют стабильный минеральный состав и очень неравномерную зернистость. Тем не менее,

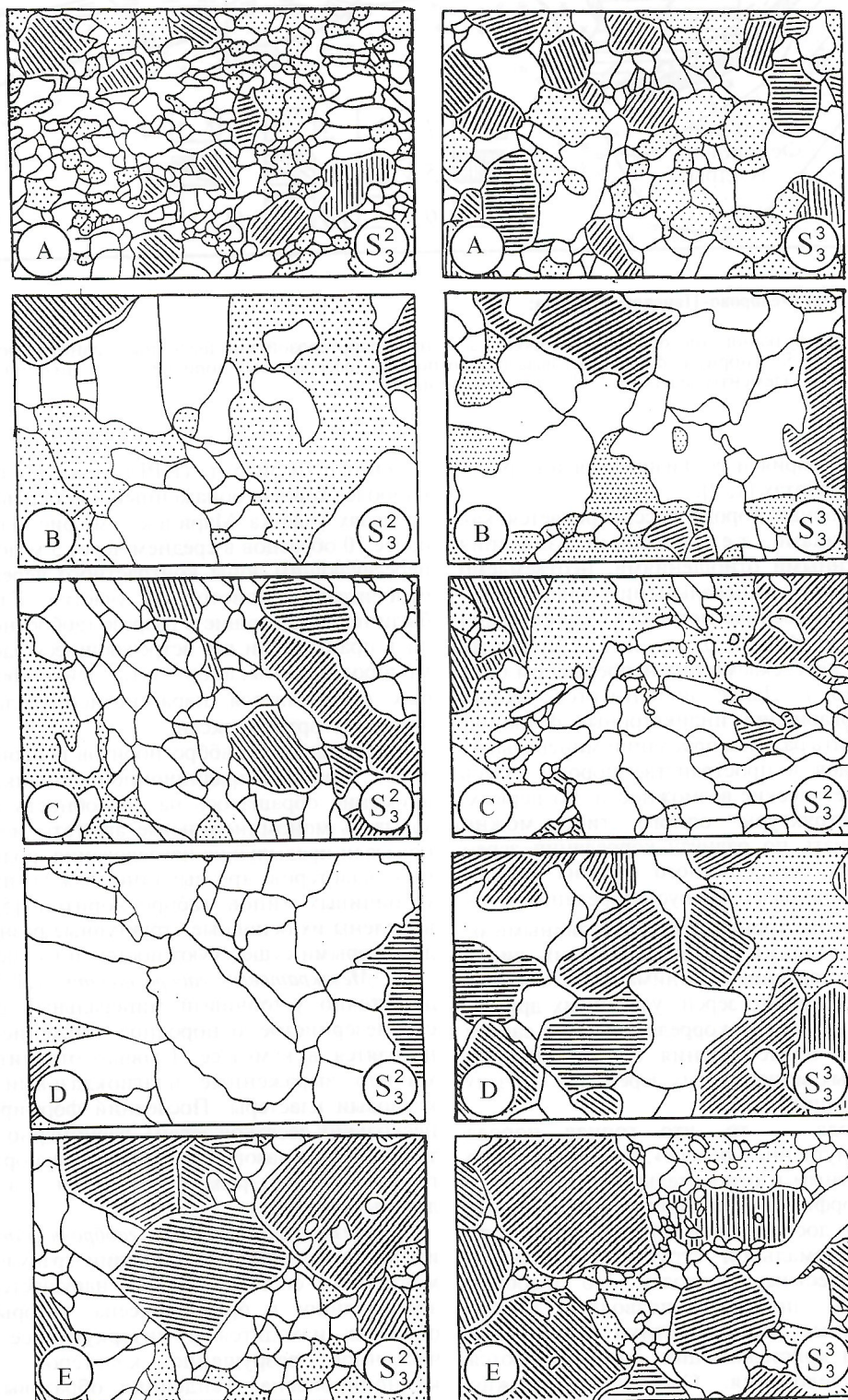


Рис. 2. Разновидности (А—Е) и типы (S_3^2 , S_3^3) габбро-норитов НРГ, $\times 20$:

заштрихован — ортопироксен; крап — клинопироксен; белый — плагиоклаз; отдельные изображения разновидностей не передают модальный состав породы

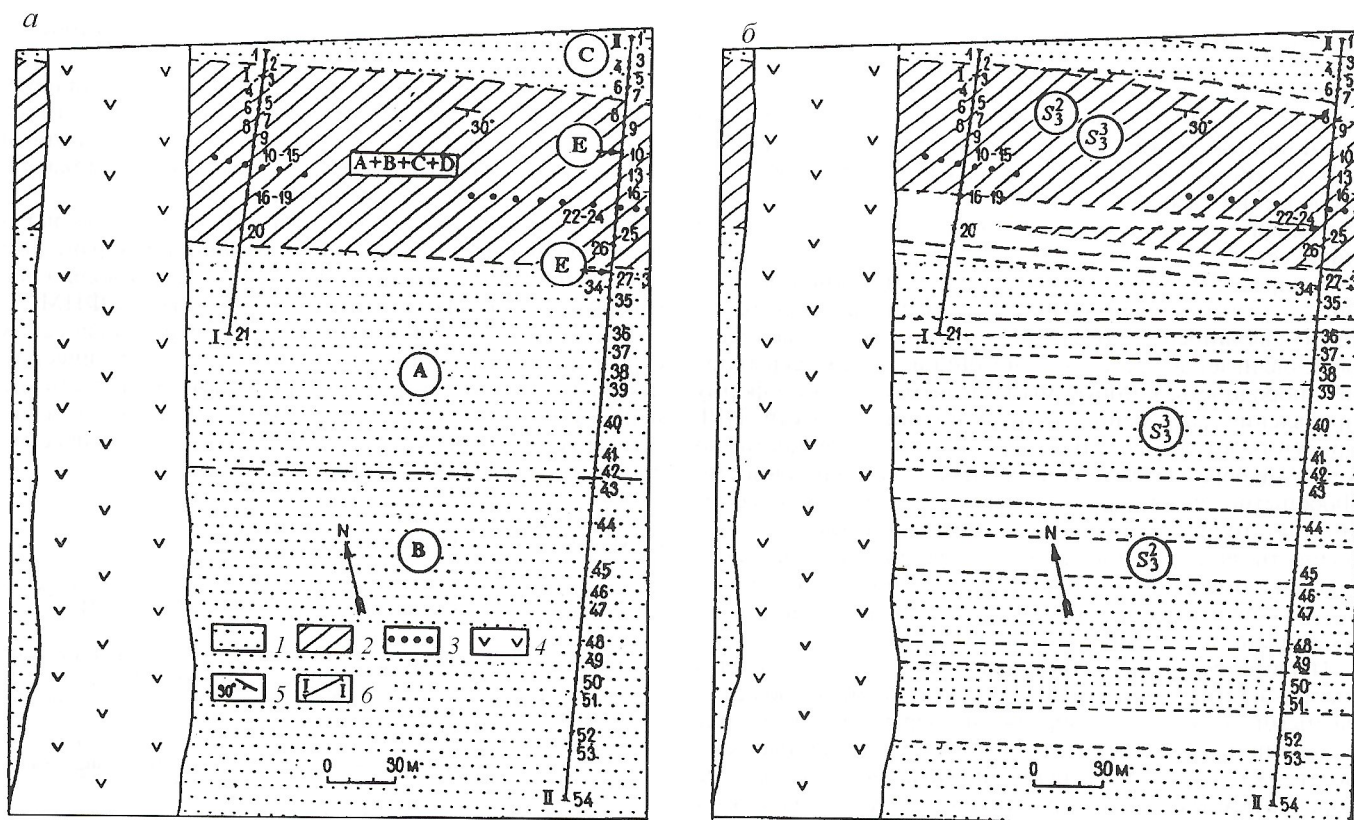


Рис. 3. Распределение разновидностей (а) и типов (б) габбро-норитов в разрезе НРГ на участке Марийок:

1 — норит-габбронориты; 2 — основной рудный горизонт (преимущественно габбро-анортозиты и плагиопироксениты); 3 — ЭПГ-оруденение; 4 — габбро-диабазы; 5 — залегание расслоенное; б — исследуемые профили; цифры на рисунке — номер образца; заштрихованы предполагаемые границы типов; А-Д — разновидности габбро-норитов; S_1^2 , S_2^2 , S_3^2 — типы габбро-норитов; на б белым показан тип S_3^2 габбро-норита

эти структуры хорошо диагностируются: крупные зерна ортопироксена сближены в пространстве, но кластеров не образуют, т.к. промежутки между ними выполнены мелкозернистыми плагиоклазовым и клинопироксеновым агрегатами.

Таким образом, для разновидностей А и, частично, В и Е главная характеристика габбро-норитов — каркасообразующая роль плагиоклазового и клинопироксенового кластеров при вариациях минерального состава, размеров и степени идиоморфизма зерен. Зерна ортопироксена (кроме разновидности Е) распределены в породе равномерно и значительных скоплений не образуют. Иная картина отмечена для разновидностей С и Д. В них клинопироксеновый, а в ряде случаев (Д) и плагиоклазовый кластеры разрушаются, ортопироксен либо еще более рассеивается в породе (С), либо образует значительные концентрации зерен (Д, частично С). В пределах зоны контрастного чередования пород НРГ развиты все разновидности, причем габбро-нориты разновидности Е — только в пределах маломощных участков непосредственно вблизи рудного горизонта. В вышележащей однородной толще их разнообразие сводится лишь к двум — А и В (рис. 3, а).

Типизация структур габбро-норитов по указанной выше методике [1, 2] дала следующие результаты. Структура S_1^2 в исследуемом разрезе не встречена; 20% образцов представлены S_2^2 , 80% — S_3^2 . Для S_3^2 типичная матрица агрегативности имеет вид:

$$[p_{ij}]^n = \begin{bmatrix} 0,436 & 0,399 & 0,082 \\ 0,399 & 0,077 & 0,006 \\ 0,082 & 0,006 & 0,000 \end{bmatrix},$$

для S_3^2 :

$$[p_{ij}]^n = \begin{bmatrix} 0,487 & 0,282 & 0,120 \\ 0,282 & 0,060 & 0,034 \\ 0,120 & 0,034 & 0,017 \end{bmatrix}.$$

В обоих случаях первые строка и столбец соответствуют плагиоклазу, вторые — клинопироксену, третьи — ортопироксену.

В разновидности А тип S_3^2 преобладает (70% образцов), в остальных наблюдается обратная картина — С и Е представлены типом S_2^2 в 30%; В и Д — в 20% случаев. Учитывая, что разновидности А и В слагают монотонные участки разреза НРГ, а С, Д и Е — его контрастно расслоенные части, такое распределение структур представляется важным. Оно показывает, что статистики межзерновых контактов в габбро-норитах монотонных толщ и неоднородных участков разреза различны. Тем самым установлено, что с их помощью можно расчленять слабо контрастные толщи ФПМ.

Статистические данные показали также, что в обоих типах сопоставимы вероятности контактирования клино- и ортопироксена с зернами плагиоклаза. Основные различия связаны с тем, что в типе S_2^2 понижены вероятности плагиоклаз-плагиоклазовых контактов, а вероятности клино-ортопироксеновых, наоборот, повышены. Эти отличия визуально трудноуловимы. Но ясно, что подобное распределение вероятностей обусловлено меньшим развитием плагиоклазового кластера и иными взаимоотношениями пироксенов в типе S_2^2 . Детальные петрографические исследования позволили установить, что в разновидностях А, В и Е для S_3^2 характерна клинопиро-

ксен-плагноклазовая матрица, а для S_2^3 — плагноклазовая. Кроме того, в S_2^3 отдельные зерна или группы зерен ортопироксена отделены от клинопироксеновых мелкозернистой плагноклазовой «рубашкой», тогда как в S_3^3 они соединяются между собой практически всегда только через клинопироксеновые цепочки (см. рис. 2). Эти наблюдения выявляют в структурах габбро-норитов нерегулярный элемент, которым оказывается ромбический пироксен.

Распределение типов S_2^3 и S_3^3 в разрезе НРГ приведено на рис. 3, б. Различный характер межзерновых контактов, тесно связанный с поведением минеральных кластеров, обуславливает в пределах монотонной толщи «скрытую» неоднородность, которую мы выделяем как новую форму проявления расслоенности. В контрастной части НРГ присутствуют все известные породные разновидности, но S_2^3 и S_3^3 не образуют устойчивых элементов гетерогенности. Любопытно, что к участкам перехода от S_2^3 к S_3^3 в монотонной толще приурочены зоны видимой неоднородности, вызванной в основном вариациями модального и гранулометрического составов габбро-норитов [4]. Таким образом, выделенные типы — закономерное звено в иерархии неоднородностей ФПМ.

Первые расчетные ковариограммы показывают, что габбро-нориты одного структурного типа могут обладать разными радиусами корреляции зерен. Если в ходе дальнейших исследований это будет систематически подтверждено, то применение подхода окажется весьма перспективным для сравнения пород различных интрузивов или фрагментов расслоенных серий, а также решения ряда генетических вопросов.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

Разработанная систематика петрографических структур по статистикам бинарных межзерновых контактов обеспечивает существование дискретных разделительных

границ в их непрерывном — относительно вероятностей различных контактов — многообразии.

Для каждого структурного типа более детальная характеристика может быть достигнута в рамках представления о горной породе как коррелированном метрическом пространстве, что выполнено пока на отдельных образцах габбро-норитов.

В изученной монотонной толще установлена скрытая неоднородность, обусловленная различным характером контактирования минеральных зерен и позволяющая говорить о новой форме гетерогенности разреза ФПМ.

Вывлеченные характеристики петрографических структур массива обусловлены его магматической историей. Существующие теории кристаллизации не используют статистики межзерновых контактов, что пока затрудняет их применение для выяснения генетических вопросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Войтеховский Ю.Л.* О принципах организации горных пород и инвариантах квадратичных форм // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 3. С. 355—357.
2. *Войтеховский Ю.Л.* О согласованной дифференцированности вещества Федорово-Панского интрузива на нескольких иерархических уровнях // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 41—47.
3. *Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У.* Металлогения Кольского пояса ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 37—41.
4. *Припачкин П.В.* Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? // Отечественная геология. 1997. № 5. С. 29—32.
5. *Припачкин П.В.* Скрытая неоднородность в массивных габбро-норитах интрузива Федорово-Панских тундр (Кольский п-ов) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. 7-й Всерос. конф. Сыктывкар, 9—10 дек. 1998 г. С. 141—143.

Об экссолуционной природе алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива

Е.И.ВОРОБЬЕВ (Институт геохимии СО РАН)

Находка коренного месторождения алмазов в породах Кокчетавского массива — крупнейшее достижение отечественной геологии и имеет исключительное научное значение. Прежде всего, она поставила перед геологами интереснейшую генетическую задачу, в которой можно выделить три главных вопроса: место формирования алмазов (кора или мантия); механизм их возникновения и роста; P - T условия кристаллизации кубической модификации свободного углерода в метаморфических породах. В научных публикациях сложилась почти традиционная форма рассмотрения взаимосвязи этих вопросов при построении различных, большей частью стереотипных генетических моделей: когда утверждается мантийное происхождение алмазной минерализации автоматически подразумевается транспортировка уже сформировавшихся в условиях термодинамической стабильности алмазов в верхнюю часть земной коры, а механизм их зарождения и роста в обсуждениях обычно не затрагивается. По-видимому, в этих случаях имеется в виду прямой переход графит—алмаз. В более редких гипотезах о коровом генезисе (вне поля термодинамической стабильности алмаза) важнейшее место занимает проблема механизма кристаллизации алмазной фазы. В этих случаях существенно превалирует стереотип

кристаллизации алмаза из газовой среды. Предполагается наличие глубинных газовых струй (с метаном) с удивительной узко специализированной способностью отлагать только определенные массы алмазов. Более редки варианты генетических моделей, когда авторы ставят перед собой сверхзадачу, конструируя возможности локального проявления в коре P - T условий фазового перехода алмаз—графит. Практически все эти варианты присутствуют в работах, посвященных генезису кокчетавских алмазов [2, 4, 5, 7—10, 12]. Здесь исследователи, придерживающиеся устоявшегося мнения о кристаллизации алмаза только в условиях его термодинамической стабильности, вынуждены или воздымать алмазодержащие породы из мантийных глубин, или наоборот погружать в зону субдукции. В оригинальных случаях моделируются локальные тектонические коллизии, где по расчетам авторов давление достигает 19,2 ГПа сверх литостатического [2], предполагается регенерация мантийных затравок алмазной фазы с участием некой «плазмы-магмы» [7]. Сторонники идеи о кристаллизации кокчетавских алмазов в условиях коры ссылаются на глубинные газовые струи, не раскрывая, к сожалению, даже в самых общих чертах механизм отложения ими алмазов.

Анализ вышеуказанных гипотез свидетельствует, в первую очередь, об их общей функциональности — желании объяснить появление алмазов в метаморфических породах. Однако совершенно не просматривается обязательная сторона каждой генетической модели — ее прогностичность. В частности, прогностная содержательность идеи о глубинных газовых струях, по меньшей мере, проблематична. В системе логически увязанных конкретных данных о геологии, стратиграфии, петрографии, минералогии Кумдыкольского месторождения [4, 5] такая гипотеза выглядит несогласованной, поскольку нарушает причинно-следственную взаимообусловленность элементов системы. Для нее большая часть геологической фактуры представляется излишней информацией.

Таким образом, несовершенство предложенных гипотез как генетических моделей, разнообразие взаимоисключающих точек зрения позволяют считать данную дискуссию незавершенной и предлагать иные подходы к решению проблемы генезиса кумдыкольских алмазов.

В настоящей работе мы не имели цели предложить решение всех трех основных вопросов генезиса алмазов в породах Кокчетавского массива, но уделили внимание в основном механизму возникновения и роста их микрокристаллов. На наш взгляд, это самая интересная, а главное — наиболее обоснованная фактическими данными сторона происхождения алмазов в метаморфических породах. Для своих построений мы использовали выводы по геологии, минералогии и геохимии Кумдыкольского месторождения и проявлений алмазов, полученные непосредственными их исследователями, достаточно полно изложенные в работах Т.Е.Екимовой и других [4, 5]. Эти результаты многолетней работы большого коллектива специалистов Кокчетавской ГРЭ и ЦНИГРИ рассмотрены нами как наиболее достоверные фактические данные для настоящего состояния геологической изученности вышеупомянутых объектов. Принимая конкретные факты, мы оставляем за собой право дискутировать по поводу их интерпретации, а особенно по генетической модели, предлагаемой Т.Е.Екимовой с соавторами.

Дополнительные данные были получены по результатам просмотра шлифотечки кумдыкольских алмазоносных пород. Однако в основу предлагаемых построений положен опыт многолетних исследований твердофазовых превращений минеральных систем, полученных нами при установлении самых разнообразных явлений распада преимущественно в карбонатных минералах [1, 6]. Он позволил убедиться в значительном развитии особого экссоллюционного механизма минералообразования за счет распада твердых растворов. В этих случаях даже очень незначительные примеси химических компонентов в минерале-хозяине индивидуализируются в виде собственных минеральных форм, которым присущи определенные распознавательные признаки (или целые их комплексы) столь специфического происхождения. Вопреки традиционным представлениям об экзотическом характере экссоллюционных явлений этот тип минералообразования распространен достаточно широко и нередко приводит к значительным и весьма неординарным геологическим следствиям. Правда далеко не всегда его признаки отчетливо проявлены, и их распознавание может представлять сложную задачу.

Прежде всего, следует остановиться на вопросе об источнике свободного углерода для кристаллизации алмазной фазы в породах Кокчетавского массива. Совершенно очевидно, что при наличии мраморов и кальцифиров продуктивная толща не испытывала

недостатка в данном компоненте. Большие массы свободного углерода в виде графита здесь образуются явно за счет процессов декарбонатизации. Независимо от возможного их механизма и уже предложенных различных реакционных схем его реализации, графитоносность — типичное явление для метаморфических комплексов амфиболитовой-гранулитовой фаций, содержащих карбонатные породы. Она широко проявлена на Алданском щите, Южном Прибайкалье, Юго-Западном Памире, Украинском щите и в других регионах. Здесь вблизи тел мраморов не только прилегающие к ним гнейсы и кристаллосланцы, но и различные дизъюнктивные нарушения (плоскости трещин, зеркала скольжения и прочее) интенсивно графитизированы. Комплекс алмазоносных метаморфических пород Кокчетавского массива в этом отношении не является исключением. По-видимому, только аномальный изотопный состав углерода в алмазах потребовал от Т.Е.Екимовой с соавторами [4, 5] предположить глубинные газовые струи как источник свободного углерода для алмазов и среду их зарождения. По-нашему мнению, этот вариант неудачен. Он явно излишен в аспекте вопроса об источнике свободного углерода и не вносит достаточной ясности в проблему изотопного состава углерода алмазов и графита в гнейсах и карбонатных породах (соответственно 17; 22,4; 11,6; 16‰ [4]). Более того, перенос в газовой фазе углерода по микротрещинам в минералы, а особенно в карбонатные породы для кристаллизации там алмазов маловероятен. Их значительная пластичность в условиях повышенных температур и давлений практически исключает возможность образования таких трещин. Совершенно очевидно, что здесь вопрос в другом: почему только незначительная часть имевшегося свободного углерода превратилась в алмаз? Учитывая данные о содержании углерода в алмазосодержащих породах 0,3—0,5% [5], его доля в алмазной фазе составляет 10^{-2} — $10^{-3}\%$ имевшейся массы. Каков же механизм такого превращения со столь жесткими ограничениями?

Главная генетическая черта кокчетавских алмазов, на наш взгляд, — приуроченность основной их массы к зернам граната. Необычность этого факта, а главное, безусловная достоверность придают ему особое значение при генетических построениях. Исследователи объекта утверждают, что «главная масса алмазов находится в гранате (альмандин-гроссуляре), меньше в биотите и редко в пироксене, кварце, амбифоле, плагиоклазе, цоизите и мусковите» [4]. Кроме того, гранаты пироп-альмандин-гроссулярового состава — единственная минеральная фаза, проходящая через все парагенезисы главных типов алмазосодержащих пород месторождения Кумдыколь [5], наряду, конечно, с алмазом. Следовательно, ассоциация «алмаз+гранат» здесь явно определяющая. Учитывая неоднократные метасоматические преобразования гранатосодержащих пород как прогрессивного, так и регрессивного этапов, сопровождаемые замещением граната другими минералами, включающими те же биотит, пироксен, кварц, амфибол и др., можно уверенно утверждать, что практически вся алмазная минерализация первоначально формировалась в гранате. На это указывают и другие признаки: особенности морфологии рассматриваемых микрокристаллов — аномальное преобладание кубической (гектаэдрической) их формы [4] — явное следствие подчинения симметрии вмещающей среды, т.е. кубическому гранату. Нет следов окислительного растворения алмазов и их пластической деформации [4], хотя деформация пород рудной зоны весьма интенсивная и многоэтапная. Это

свидетельствует о консервации алмазов в очень устойчивой среде, которая надежно изолировала их от влияния изменений внешних условий, каких-либо химических или физических воздействий. Совершенно очевидно, что такой средой мог быть в первую очередь гранат. Поскольку нет никаких прямых и косвенных признаков ксеногенного характера алмазных микровключений в гранатах кокчетавских пород и крайне малая вероятность его вторичного (наложенного извне) происхождения, можно уверенно утверждать, что алмаз зарождался и рос в гранатовом субстрате. Данное положение претендует на категорию основополагающего при рассмотрении генезиса Кумдыкольского месторождения и проявлений.

Следующее ведущее положение вытекает из столь же обоснованных геологических выводов: алмазоносны далеко не все гранаты, а только их вторичные генерации (новообразованные, регенерированные, перекристаллизованные), первичные метаморфические гранаты алмазов не содержат [4, 5]. Это полностью согласуется с выводами о том, что алмазоносны постметаморфические метасоматиты (апогнейсовые, апоэклогитовые, аподоломитовые, «зерендиты» и т.д.) [5], где гранат — обязательный член минеральных парагенезисов. Данное положение совершенно определенно указывает на наличие особого режима, регулирующего возможность зарождения и роста алмазов в гранате. Скорее всего, это концентрационный фактор, определяющий насыщенность системы свободным углеродом за счет декарбонатизации, вызванной скарнированием доломитовых мраморов и кальцифиров — формированием аподоломитовых и силикатно-карбонатных метасоматитов. Нельзя исключать и другие причины, обусловленные спецификой условий минералообразования на постметаморфическом этапе.

При рассмотрении вопроса о механизме зарождения и роста алмазов в кристаллах граната заслуживают внимания только два следующих возможных варианта.

I. Захват кристаллами граната (при росте, перекристаллизации или регенерации) ксеногенных включений графита, которые в дальнейшем при определенных *P-T* условиях полностью или частично претерпели превращение в кубическую модификацию. То есть зерна граната играли роль природных загруженных автоклавов. К сожалению, никаких надежных фактических данных, подтверждающих эту версию, не установлено. Можно только предполагать, что в этом случае, скорее всего, сформировались бы мелкие поликристаллические алмазные агрегаты, а не монокристаллы, как в действительности. Были бы частыми алмаз-графитовые сростки, но и это не характерно для углеродных включений в гранатах кокчетавских пород [3, 10].

Остается только вторая версия.

II. Кристаллизация алмаза в гранатовом субстрате по механизму распада твердого раствора за счет углерода, находившегося в гранате в виде микропримеси, которую можно рассматривать как компонент твердого раствора «углерод+гранат». Этот вариант имеет прямые и косвенные подтверждения. К числу первых следует отнести следующие.

1. Отсутствие сростков кристаллов алмазов [4] на рассматриваемом объекте может быть интерпретировано достаточно однозначно: рост микрокристаллов алмазов осуществлялся в жестко структурированной среде, где зарождение одного микрокристалла создавало определенную запретную зону в окружающем пространстве для возникновения и роста других. Такое может быть характерно для гранатового субстрата с ограниченной массой свободного углерода (с низкой растворимостью его

в гранате) и строго регламентированными путями его диффузии к центрам кристаллизации. В результате возникают определенные поля перепадов концентраций атомов свободного углерода, вызывающие некоторое разобшение растущих микрокристаллов алмазов и не допускающие образование их сростков. В качестве убедительного примера можно указать разрозненные игольчатые выделения рутила в этих же гранатах, экссоллюционная природа которых несомненна. Следует отметить, что для такого механизма минералообразования, особенно в случаях небольших количеств примесного компонента в исходном твердом растворе, весьма характерно разрозненное, часто относительно равномерное распределение экссоллюционных выделений новообразованных минеральных фаз в матрице минерала-хозяина. Подчеркнем, что это отличительная особенность только первичных структур распада, поскольку уже на начальном этапе собирательной перекристаллизации исходные экссоллюты концентрируются в группы, цепочки, гроздья и другие формы скоплений, распределение их становится весьма неравномерным.

2. Нет признаков слоевого роста алмазов, происходил негранный рост мелких кристаллов [4]. Это может свидетельствовать о том, что свободный углерод при росте алмазов поступал к центрам кристаллизации строго по путям, обусловленным особенностями кристаллической решетки вмещающего граната. Инфраструктура кристаллической матрицы задавала режим направленного роста новообразующихся микрокристаллов, весьма специфический, но относительно однообразный. Редкие, но практически обязательные для природных процессов флуктуации приводили к появлению аномальных морфологических разновидностей, например, розеткообразных и сфероидальных кристаллов.

В качестве косвенного признака предлагаемого механизма зарождения и роста алмазов в гранате можно отметить результаты гранулометрического анализа: размер микрокристаллов составляет от 1 до 400 мкм [5], 85% алмазов составляют кристаллы менее 50 мкм [4]. Следовательно, их выделения при среднем размере 11–12 мкм [10] представляют собой, по сути, зародышевые формы. Появление весьма редких центров кристаллизации алмазов в гранатовом субстрате, рост очень мелких кристаллов, их незначительная общая масса относительно вмещающей матрицы ограничивались в первую очередь очень небольшим количеством исходного свободного углерода, что явно вызвано его низкой растворимостью в гранате. Этот фактор, по-видимому, может рассматриваться как определяющий ограничитель массы кристаллизующихся алмазов. Кроме того, процесс роста их выделений был явно «заморожен» вследствие неблагоприятных термических условий диффузии атомов углерода к центрам кристаллизации.

С изложенных позиций находит удовлетворительное объяснение часто проявленная микротрещиноватость в зернах гранатов вблизи алмазных микровключений. Вероятно, это связано с возникающими напряжениями в структуре матрицы из-за высокого кристаллизационного давления вокруг растущей микрофазы в условиях дефицита пространства. В посткристаллизационный период при снятии компенсирующего внешнего давления эти напряжения разрядились за счет локального нарушения сплошности — микротрещин. Следовательно, рассматриваемая микротрещиноватость гранатов имеет, скорее всего, вторичный характер относительно алмазной минерализации.

Предлагаемый механизм формирования алмазов в гранате позволяет найти приемлемое объяснение и их

аномально высокому загрязнению различными примесями по сравнению с алмазами кимберлитов. Эта разница особенно велика для K, Cr, Mn и REE (на два порядка [4]). Мантийная среда формирования кимберлитовых алмазов, несомненно, превосходила по концентрации Cr гранаты кокчетавских пород. В этой связи условия кристаллизации рассматриваемых алмазов были благоприятны для значительного, но только сугубо локального концентрирования данного элемента в местах, совпадающих с центрами зарождения и роста микрокристаллов алмазов. Следовательно атомы Cr, как и атомы свободного углерода в гранатах концентрировались по одному и тому же механизму, например, в результате сброса микропримесей в ходе твердофазового превращения гранатовой матрицы.

Таким образом, основное положение настоящего исследования заключается в том, что кокчетавские алмазы зародились и росли в гранатовом субстрате. Оно предусматривает необходимость решения двух главных вопросов: каким образом свободный углерод попал в структуру граната и каков механизм его внутриминерального концентрирования в виде кубической модификации? На данном этапе окончательное решение этих вопросов проблематично, но их объективное рассмотрение на основе наших знаний о физике твердого тела позволяет не только наметить задачи дальнейших исследований, но и возможные пути их решения. По поводу первого вопроса можно предположить, что при наложении метасоматических процессов на породы регионального метаморфизма, в т.ч. и гранатосодержащие, проходили их перекристаллизация, формирование новообразованных гранатосодержащих пород, включая скарноиды по мраморам и кальцифирам. Кристаллизация как новообразованной, так и регенерированной гранатовой минерализации могла совпадать с этапами интенсификации процесса декарбонизации, а соответственно, и повышением насыщенности свободным углеродом системы в целом, что обусловило зараженность углеродом метасоматических генераций граната. Учитывая весьма малые размеры атомов углерода (0,154 нм), можно допустить его преимущественное вхождение в структуру граната в качестве примеси внедрения, занимающей междоузельные позиции. Реальность такого варианта может быть проверена экспериментальным путем, хотя принципиальная возможность образования углеродной примеси в гранате, особенно в требуемых микроколичествах (первые граммы на тонну) не вызывает серьезных возражений, поскольку это вполне соответствует следствию основного геохимического закона. Так же очевидно, что условия относительно высоких температур и давлений способствовали растворению углерода, а обратное — снижение указанных параметров — приводит к ограничению смесимости и сбросу его примеси. Такой сброс происходил внутри гранатовой матрицы и регулировался диффузионным процессом. Сток атомов углерода, скорее всего, осуществлялся по дислокациям и межблочным границам, выходам винтовых дислокаций и другим нарушениям кристаллической решетки граната. Геометрия этих нарушений, подчиненная кубической симметрии среды, определяла и форму зарождающихся микрокристаллов углерода. Кстати, теоретически доказана принципиальная возможность некоторого снижения параметров перехода графит—алмаз в зависимости от дисперсности кристаллитов и их формы [11]. В частности, кристаллические микроиндивиды графита призматического, а не пластинчатого, как обычно вида, переходят в алмаз в условиях относительно невысоких P и T . Предполагалось, что это возможно в условиях стесненной кристаллизации, напри-

мер, в межзерновых или поровых пространствах пород [11]. Можно ожидать, что в аномально «стесненных» условиях внутригранатной кристаллизации данный эффект проявится в максимальной степени — будут зарождаться и расти сразу микрокристаллиты алмаза.

При рассмотрении механизма кристаллизации кумдыкольских алмазов следует учитывать геологические наблюдения, указывающие, что на внешнем фронте инъекционной мигматизации наблюдаются резкое повышение количества общей массы алмазов (появление «ураганных» содержаний [4]) и увеличение размеров их кристаллов. Вероятнее всего, здесь мы имеем дело с явлением природного отжига твердого раствора «углерод+гранат», т.е. локальным прогревом гранатосодержащих пород, ускоряющим и продлевающим процесс внутриминеральной диффузии углерода. Данная ситуация способствовала сбросу большей массы его примеси в кристаллизующуюся кубическую модификацию, а при фиксированном числе центров кристаллизации — увеличению размеров алмазных выделений. Это только принципиальная схема индивидуализации рассеянной микропримеси углерода в собственную кубическую фазу, реальный же процесс, несомненно, мог быть значительно сложнее. Тем не менее, уже сейчас можно предложить некоторые методические подходы к его изучению. В частности, опыт исследований распадных явлений в минеральных системах свидетельствует, что в начальную стадию формирования экссолуционной ультрамикрофазы в матрице минерала-хозяина абсолютно преобладают игольчатые, нитевидные или ламеллеобразные зародышевые формы, часто образующие трехмерные фигуры в виде решетки, геометрия которой подчинена симметрии минерала-хозяина. Эти зародышевые ультрамикроформы нередко консервируются в субстрате выросшего микро-, макровыделения и могут быть выявлены специальными, например, электронно-микроскопическими исследованиями. Обнаружение таких игольчатых ультрамикровыделений алмазов может свидетельствовать об их экссолуционном происхождении, а геометрия пространственного взаимоотношения укажет на симметрию минерала-матрицы.

Подытоживая все вышеизложенное, можно сделать следующие основные выводы.

1. Настоящий уровень геологических исследований Кумдыкольского месторождения и проявлений алмазов позволяет присоединиться к утверждениям об их коровом происхождении. Нет никаких оснований, да и необходимости привлекать мантийные условия и вещество для объяснения их генезиса.

2. Приуроченность основной массы алмазов к выделениям граната — прямое свидетельство их зарождения, роста и сохранения в его субстрате. Никаких альтернативных вариантов причинности несомненной взаимосвязи алмаз—гранат нет. Формирование алмазной минерализации, очевидно, проходило по механизму распада твердого раствора «углерод+гранат», где гранат играл роль матрицы (минерала-хозяина), а алмазы — экссолуционной микрофазы. Такой вариант их генезиса не только не противоречит имеющимся геологическим наблюдениям, но и позволяет увязать эти геологические данные в единую систему с минимальными внутренними противоречиями между ее отдельными элементами — геологическими фактами.

3. Высказанное нами основное генетическое положение ставит перед исследователями новые вопросы, касающиеся механизма кристаллизации алмазной фазы в гранате. Это позволяет планировать необходимые исследовательские работы, выбирать наиболее перспективные подходы к решению таких вопросов.

4. Автоматически возникает проблема возможной универсальности механизма зарождения алмазов в гранатовом субстрате, т.е. расширения области его проявления в частности и на мантийные условия. Здесь в режиме термодинамической стабильности алмаза экссоллюционные процессы имели возможность пройти все классические фазы развития: зарождение, рост, собирательную перекристаллизацию, вывод экссоллютов за пределы матрицы минерала-хозяина с последующими, вызванными внешними условиями, сменяющимися этапами регенерации, растворения, деформации и т.д. В этом случае первичная генетическая информация может сохраниться только в зародышевой части кимберлитовых или лампроитовых алмазов.

5. Предлагаемая генетическая модель обладает необходимой прогностичностью (или прагматичностью). Она совершенно определенно указывает, что аналогичные объекты в метаморфических комплексах следует устанавливать по развитию интенсивной вторичной (наложенной) гранатовой минерализации в породах, содержащих свободный углерод (т.е. графитизированных) и (или) тела мраморов и кальцифиров; а также по наличию микровыделений алмазов в гранатах.

Более того, необходимо подчеркнуть, что в данной работе рассмотрен лишь один конкретный случай экссоллюционного происхождения алмаза. Предлагаемая концепция не утверждает обязательность такого элемента, как метаморфические породы. Они играли роль вмещающего субстрата, который в принципе может быть представлен и другими образованиями. Даже гранат, очевидно, не единственно возможный минеральный субстрат, в котором могут зарождаться экссоллюционные микрокристаллиты алмаза. В этом аспекте прогностические возможности экссоллюционной модели генезиса алмазов трудно ограничить. Только практическая значимость следствия рассмотренного механизма требует первоочередного внимания к тем случаям, когда в качестве алмазоносной матрицы выступает весьма распространенный минерал. Несмотря на то, что высказанная точка зрения на генезис кумдыкольских алмазов принципиально отличается от гипотез других авторов, она хорошо согласуется с некоторыми из них по основополагающему положению. В частности, в работах В.С.Шацкого и Н.В.Соболева [10, 12] указано, что нахождение включений основной массы алмазов в гранате, а меньшей его части — в пироксене и цирконе, имеет, скорее всего, первичный характер. Экссоллюционная гипотеза, как упоминалось выше, не исключает возможность зарождения алмазов ни в цирконах, ни в пироксенах. Вопрос в другом: насколько сопоставимы общие массы алмазов в очень редком акцессорном цирконе и породообразующем гранате? Основное расхождение наших точек зрения заключается в том, что В.С.Шацкий и Н.В.Соболев — приверженцы доктрины, предусматривающей формирование алмаза «классическим» путем за счет фазового перехода графит—алмаз. Экссоллюционный же механизм основан на возможности прямой кристаллизации алмаза путем физико-химического превращения твердого раствора «углерод+силикат»→алмаз(и графит)+силикатная матрица. С любых позиций различия между этими точками зрения весьма значительны, а вытекающие из них геологические следствия отличаются принципиально. Одно дело, когда гранат рассматривается как возможный парагенетический спутник алмаза, и уже совсем иное, когда он выступает в роли обязательного алмазо-генерирующего субстрата.

В заключение отметим следующее.

1. Самый важный и наиболее достоверный генетический признак алмазной минерализации в метаморфических породах Кокчетавского массива — приуроченность основной массы микрокристаллов алмазов к субстрату одного из главных породообразующих минералов — граната.

2. Вывод о том, что зарождение и рост кумдыкольских алмазов проходили в гранатовом субстрате, в сущности, безальтернативный. Эта версия хорошо согласуется с имеющимися геологическими данными на нынешнем уровне изученности рассматриваемого объекта.

3. Алмазоносность гранатового субстрата наиболее корректно может быть объяснена с позиций экссоллюционного механизма превращения твердого раствора «углерод+гранат», т.е. как следствие распада граната с примесью углерода.

4. Предложенная нами генетическая концепция претендует на серьезное внимание при дальнейшем обнаружении и изучении подобных типов месторождений технических алмазов. Она позволяет спланировать специальный комплекс целенаправленных исследований механизма кристаллизации кумдыкольских алмазов, что существенно ускорит решение этой генетической проблемы.

Настоящая работа была бы невозможна без использования добротного фактического материала, полученного и опубликованного непосредственными исследователями Кумдыкольского месторождения и проявлений. Выражаем признательность В.С.Шацкому за любезно предоставленную возможность ознакомиться со шпифотекой алмазоносных пород Кокчетавского массива. Глубоко благодарны В.Л.Таусону за полезные советы по работе и критические замечания.

Работа выполнена в плане исследований по геологическим, минералогическим и геохимическим следствиям распадных явлений в природных минеральных системах, проводимых при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65329.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев Е.И., Конев А.А. Распад твердых растворов карбонатов и его генетическая интерпретация // Бетехтинский симпозиум. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1997. С. 140—141.
2. Дергачев Д.В. Алмазы метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 1. С. 189—190.
3. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Ветрова Н.А. Включения алмазов в породообразующих минералах метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1992. Т. 332. № 2. С. 366—368.
4. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Надеждина Е.Д. и др. Новый тип коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 1992. № 1. С. 69—80.
5. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Надеждина Е.Д. и др. Условия образования алмазного месторождения Кумдыколь (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 5. С. 455—465.
6. Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. — Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГМ, 1996.
7. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433—435.
8. Маракушев А.А. Минеральные ассоциации и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. М., 1985. Вып. 13. С. 5—53.
9. Сидоренко А.В., Розен О.М., Тесняков В.А. и др. Углерод-содержащие метаморфические комплексы докембрия как потенциальный источник алмазов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 62. № 2. С. 99—117.
10. Соболев Н.В., Шацкий В.С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77—80.
11. Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Физико-химические превращения реальных кристаллов в минеральных системах. — Новосибирск: Наука, 1988.
12. Шацкий В.С., Соболев Н.В. Некоторые аспекты генезиса алмазов в метаморфических породах // Докл. АН СССР. 1993. Т. 331. № 2. С. 217—219.

Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р.Селенга

М.И.ГРУДИНИН, В.Г.БЕЛИЧЕНКО, И.Г.БАРАШ (ИЗК СО РАН)

Территория нижнего течения р.Селенга и прилегающие к ней площади прибрежной части оз.Байкал, характеризующиеся исключительно сложным геологическим строением с широким развитием не только осадочно-метаморфических, но и магматических пород, в т.ч. ультраосновного и основного составов, — наиболее благоприятный полигон для изучения геодинамических обстановок, свойственных складчатым обрамлениям древних платформ. В этом районе находится множество мелких, средних и даже относительно крупных массивов (более 10 км²), сложенных либо преимущественно основными, либо ультраосновными и основными породами, сведения о которых в литературе отсутствуют. Среди этих массивов нами обследованы Большереченский, Оймурский, Метешихинский и Острая Сопка (рис. 1). Их изучение до настоящего времени ограничивалось геологическими и поисковыми работами и лишь упоминается в литературе [1], тогда как на сопредельной территории (Южное, Западное, Северное Прибайкалье) сходные по составу плутоны обследованы более детально [1, 4—6, 11, 13, 20]. В настоящей статье сделана попытка в определенной степени восполнить этот пробел и впервые для указанных выше массивов дать геолого-петрографическое описание, а также провести их сравнительный анализ с рядом известных, сходных по положению и составу массивов сопредельных и других территорий.

В геологическом отношении район нижнего течения р.Селенга, где размещены перечисленные массивы, а также тела базитов, расположенные вдоль восточных отрогов хр.Хамар-Дабан, — часть Прибайкальской коллизионной зоны ранних каледонид [7, 18], обрамляющей с юга и юго-востока Сибирскую платформу. В настоящее время площадь этой зоны еще не вполне четко определена, но наиболее представительные составные части ее, такие как Приольхонье, Южное и Северное Прибайкалье относительно хорошо изучены. Селенгинский сегмент, где размещены указанные выше ультрабазит-базитовые массивы, — как бы связующее звено между первыми двумя. С юго-запада сюда прослеживаются осадочные и осадочно-вулканогенные серии Южного Хамар-Дабана, а с северо-запада — сходные по составу серии Приольхонья, которые также насыщены серией мелких и средних тел ультрабазитов и базитов.

Прибайкальская коллизионная зона может рассматриваться как раннепалеозойская зона обдукции остро-водужных и океанических аллохтонов на Сибирскую континентальную плиту непосредственно или как зона сочленения Сибирской плиты и террейнов с корой континентального типа и покровами океанических и островодужных аллохтонов [19]. Более того, данная территория может представлять интерес для палео-геодинамических построений еще и потому, что здесь оказались совмещенными на относительно небольшой площади базит-ультрабазитовые массивы трех типов, различающиеся не только составом, но и условиями становления.

Первый тип включает Большереченский и Оймурский массивы. Их вмещающие породы представлены известняками, реже доломитами, разного состава сланцами, а также метадиабазами, средними и реже кислыми метаэффузивами и своеобразными конгломератами и конгломератовидными породами (олистостромами?). По составу и особенностям строения средняя часть

Большереченского разреза сопоставляется с хохюртовской свитой (V—С) бассейна р.Джиды [2]. Оймурский массив прорван гранитоидами баргузинского комплекса и контактирует с отложениями, условно считающимися аналогами ольхонской серии, которая представлена осадочно-вулканогенными образованиями. По петрохимическим особенностям Большереченский и Оймурский массивы близки к Озерскому, расположенному на западном берегу оз.Байкал в обрамлении пород ольхонской серии, возраст которой в настоящее время определен как раннепалеозойский [3, 18]. Необходимо заметить, что геология Приольхонья весьма сложная и, судя по гипотетическому разрезу, составленному в последние годы для этого региона, состоит из покровов, «образованных породами различного генезиса и геодинамической природы» [18]. Часть покровов, согласно этим исследованиям, представлена базальтами СОХ, а также океаническими ультрабазитами. Последние нами ранее относились к офиолитовым ассоциациям [4]. Основные кристаллосланцы и амфиболиты ольхонской серии, по данным В.А.Макрыгиной с коллегами [14], также отнесены к океаническим толеитам.

Второй тип базит-гипербазитовых пород на исследуемой территории представлен Метешихинским массивом. Его вмещающие породы отнесены к селенгинской серии, возраст которой дискуссионен: одни исследователи считают его позднепротерозойским [8], другие — раннепалеозойским [2]. Нижняя илангинская свита представлена главным образом биотит-кварцевыми и пироксеновыми сланцами; в нижней ее части отмечены амфиболиты, конгломераты и песчаники. В перекрывающей бурлинской свите преобладают карбонатные породы, часто ассоциирующие с кремнистыми. В верхней части разреза свиты выделена эффузивно-карбонатная пачка, включающая амфибол-карбонатные, филлитовидные сланцы и эффузивы основного, среднего и реже кислого составов, среди которых преобладают андезиты. Верхняя, дабатская свита, отличающаяся ритмичным строением, включает филлитовидные, карбонатные и песчаные сланцы. В нижней части этой свиты значительную роль играют известняки, кремнисто-карбонатные сланцы и своеобразные зеленокаменные породы, на которые в свое время обратил внимание Л.И.Салоп [17]. По составу это основные породы, слагающие согласные тела мощностью от нескольких до десятков и реже сотен метров. Судя по реликтам структур, одна часть этих пород с крупнокристаллической габбро-диабазовой структурой может быть отнесена к интрузивным образованиям; другая, включающая мелкокристаллические ортосланцы, — к эффузивным. По геологическому положению и петрохимическим особенностям Метешихинский массив близок Атарханскому [2, 4], расположенному в Удино-Курбинском междуречье Витимского плоскогорья, который, как отмечалось ранее [2], вместе с высокомагнетическими гипербазитами массивов Гольцы, Зумбуруки и другие отнесен к офиолитовой ассоциации.

Третий тип представлен массивом Острая Сопка, породы которого сохранились в виде ксенолита в поле гранитоидов баргузинского комплекса. По данным Э.Л.Прудовского с коллегами, с северо-востока породы этого массива контактируют с биотит-кварц-полево-шпатовыми сланцами и амфиболитами, также нахо-

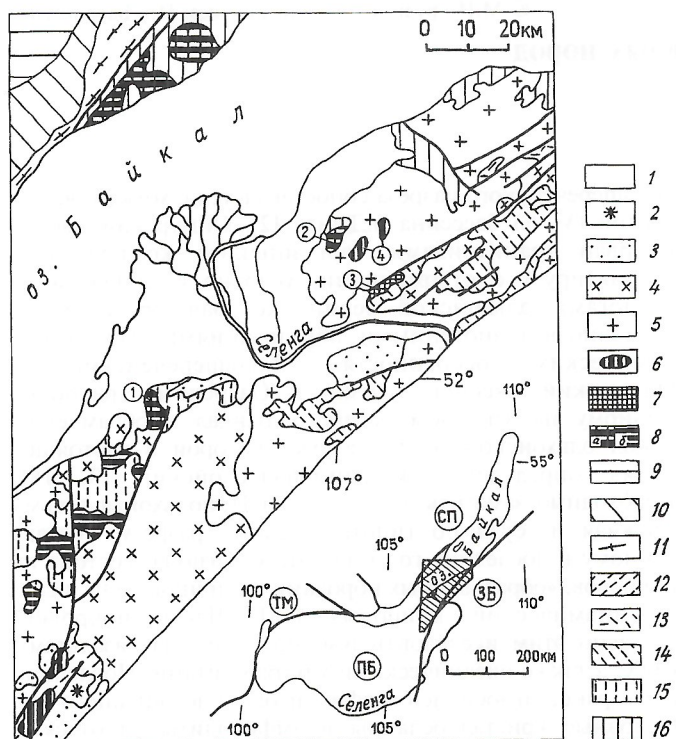


Рис. 1. Геологическая схема низовьев р. Селенга:

1 — кайнозойские отложения; 2 — мезозойские гранитоиды; 3 — юрские отложения; гранитоиды палеозоя: 4 — среднего, 5 — раннего; ультраосновные и основные породы раннего палеозоя массивов: 6 — Острая Сопка и их аналоги, включая Шильдырхейский, 7 — Метешихинский, 8 — Большереченский, Оймурский и Озерский (а) и их возможные аналоги (б); породы Сибирской платформы: 9 — венда-кембрия, 10 — рифея, 11 — гранитоиды раннего протерозоя; отложения раннего палеозоя (?), вмещающие ультрабазит-базитовые массивы: 12 — песчано-сланцевые ироиской свиты, 13 — вулканы колоковской свиты, 14 — осадочные и вулканогенные селенгинской серии, 15 — осадочные и вулканогенные Большереченского разреза, условного аналога хохуртовской свиты, 16 — осадочные и осадочно-вулканогенные ольхонской серии; цифры в кружках — массивы: 1 — Большереченский, 2 — Оймурский, 3 — Метешихинский, 4 — Острая Сопка; на врезке — местоположение рассматриваемой площади в соотношении с выделяемыми палеотектоническими структурами (буквы в кружках): СП — Сибирская платформа, ТМ — Тувино-Монгольский микроконтинент, ПБ — Прибайкальский террейн, ЗБ — Забайкальский террейн

дящимися в виде ксенолитов среди тех же гранитоидов. Видимо, к вмещающим отложениям массива Острая Сопка могут быть отнесены менее метаморфизованные вулканы колоковской толщи (см. рис. 1), среди которых выделены фельзиты, кварцевые порфиры, ортофиры, андезитовые порфириты и их туфы с прослоями известняков и различного состава сланцев. По петрографическому составу и петрохимическим параметрам породы массива Острая Сопка сходны с таковыми Довыренского (760 млн. лет) и Шильдырхейского (496 млн. лет) массивов [8], расположенных соответственно в Северном Прибайкалье и Восточном Хамар-Дабане. При этом следует отметить, что в массивах Острая Сопка и Довыренский встречается однотипная сульфидно-никелевая минерализация, отсутствующая в Шильдырхейском массиве, породы которого характеризуются низкими содержаниями никеля, кобальта и хрома [4].

Ниже приведено описание местоположения, внутреннего строения и петрографии исследованных массивов.

Большереченский массив расположен в 30 км юго-западнее устья р. Селенга и в 6 км на юг от шоссе Иркутск—

Улан-Удэ, в нижнем течении р. Большая Речка, разделенный последней на две неравные части (см. рис. 1), и имеет линзовидную слегка удлинённую в субмеридиональном направлении форму, занимая площадь около 6 км². Внутреннее строение его довольно однородное: он сложен преимущественно мезо-, реже лейко- и меланократовыми габбро и габбро-норитами, в центральной части массива встречаются жилы (мощность 1—1,5 м) диабазов. На северо-западе, где массив прорывают граниты, его породы в значительной части осветлены и превращены в габбро-диориты, диориты и даже гранодиориты. Главнейшие разновидности пород состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и в меньшей степени ромбического пироксена. Состав плагиоклаза от меланократовых к лейкократовым габбро изменяется незначительно — № 48—60 (состав породообразующих минералов здесь и далее приведен по оптическим константам), железистость ромбического пироксена в габбро-норитах составляет около 25%. Характерная особенность пород массива — то, что пироксен в них почти повсеместно нацело амфиболизирован и хлоритизирован, а плагиоклаз остается относительно свежим. Из других минералов встречаются эпидот, сфен, а также рудные минералы; содержание последних в отдельных случаях достигает 10%. Нередко вокруг рудных минералов наблюдаются скопления сфена и апатита.

Оймурский массив расположен в бассейне среднего течения р. Оймур, на юго-восточном берегу оз. Байкал, примерно в 8 км от его кромки и в 10—12 км от правобережной части дельты р. Селенга. Массив вытянут в северо-восточном направлении почти на 7 км при ширине около 3 км. Внутреннее строение его относительно однообразное, если не считать повсеместной гранитизации, особенно в контакте с гранитами, где породы массива превращены в габбро-диориты, диориты и даже гранодиориты; центральная же часть сложена преимущественно мезократовыми амфиболизированными и сосюритизированными габбро с участками более меланократовых составляющих. Мелано- и мезократовые габбро состоят преимущественно из амфибола (10—30%). Характерная особенность отдельных кристаллов амфибола — наличие в них мелкой сыпи магнетита, что указывает на его постмагматическое происхождение: за счет распада ромбического пироксена. Помимо амфибола почти во всех породах встречается биотит, иногда до 10%. Плагиоклаз находится как в виде крупных таблитчатых кристаллов, так и в виде мелких обособлений. Крупные кристаллы относятся обычно к андезину с № 35—45 и лабрадору № 54 (в меланократовых габбро), а более мелкие обособления — к олигоклазу и даже альбиту. Так, в отдельных наиболее интенсивно гранитизированных участках массива в породах отмечены мелкие кристаллы альбита с вросками кварца. В таких породах встречаются и новообразования решетчатого микроклина. Из других минералов в габброидах постоянно присутствуют эпидот, клиноцоизит, апатит (иногда до 2%), сфен, нередко окаймляя рудные минералы, количество которых в отдельных случаях достигает 3% объема породы.

По петрохимическому составу породы Оймурского массива сходны с описанным выше Большереченским, а также Озерским, расположенным на западном берегу оз. Байкал, геолого-структурное положение и состав которого изучены довольно детально [5, 16]. Высокие содержания Sr в породах Оймурского массива, по-видимому, связаны с интенсивной гранитизацией, при которой в отдельных случаях массовое содержание этого элемента достигает 0,5—0,8% [15].

Метешихинский массив расположен в правобережной части р. Селенга, ниже устья р. Итанца в междуречье

Метешиха—Большая (см. рис. 1). Массив вытянут в северо-восточном направлении при общей длине около 8 км и максимальной ширине около 2,5 км. Внутреннее строение его довольно сложное, хотя на 80% и более он состоит из пород основного ряда. Так, осмотр юго-западной части массива показал, что меланократовые разновидности габброидов здесь сменяются на более мезократовые, которые зачастую переходят в лейкократовые, последние вновь сменяются на меланократовые габбро. В этой части массива наблюдается «переменяемость» маломощных (1–30 см) жиллообразных обособлений пироксенитов (горнблендитов) с мелано- и мезократовыми габбро. Выше к водоразделу наблюдается «переменяемость» габброидов с перидотитами. Ультраосновные породы наиболее развиты в северо-западной части этого массива: здесь распространены дуниты и особенно лерцолиты, которые, как правило, содержат плагиоклаз. Состав главных породообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах (в %): железистость оливинов в дунитах и лерцолитах 14–16, в оливиновых габбро-норитах 16–20, а ромбических пироксенов соответственно 16–18 и 20–22. Состав плагиоклазов в плагио-лерцолитах отвечает № 68–78, а в габброидах № 52–62. Все породы массива в различной степени метаморфизованы. Серпентинизация ультраосновных разновидностей проявлена слабо. Характерна широкая амфиболизация (в габброидах пироксен практически полностью превращен в роговую обманку, а в пироксенитах — в амфибол тремолит-актинолитового ряда). Плагиоклаз в габброидах чаще всего остается неизменным и лишь в отдельных случаях отмечены помутнение, а по трещинам — перекристаллизация. Из других постмагматических минералов в таких породах отмечены хлорит (чаще всего в ассоциации с амфиболом) и эпидот. Вместе с эпидотом и более кислым плагиоклазом (№ 36–40) довольно часто наблюдаются крупные и мелкие новообразования грязно-зеленой шпинели. Из других минералов в ультраосновных разновидностях встречены хромшпинель и магнетит, а в габброидах — апатит и магнетит (титаномagnetит?). По петрографическому составу и химизму Метешихинский массив близок Атарханскому [4].

Массив Острая Сопка. Под этим названием объединено, по крайней мере, три выхода ультраосновных и основных пород, размещенные на водоразделе рек Метешиха и Оймур. Один из них под названием Острая Сопка имеет несколько вытянутую форму и плавные контакты и площадь около 3 км², другой — массив Фурай более изометричной формы площадью около 1 км². В работе [1] они кратко охарактеризованы как массивы Острая Сопка и Россошинский. В настоящей статье описан массив Острая Сопка, становление которого, по данным Э.Л.Прудовского с коллегиями, проходило в две фазы. По нашим наблюдениям, юго-западная часть массива сложена преимущественно породами ультраосновного состава (дунитами, перидотитами), «переслаивающимися» с более основными разновидностями (троктолитами и различными габбро с оливином), а в северо-восточной части встречены преимущественно породы основного состава. Преобладающие разновидности пород этого массива: лерцолиты и плагиоклазсодержащие лерцолиты с небольшими обособлениями в них дунитов и плагиоклазсодержащих дунитов; меланократовые оливиновые габбро-нориты и троктолиты; габбро-нориты, габбро, лейкократовые габбро и плагиоклазиты. В контакте с гранитами баргузинского комплекса в габброидах наблюдается интенсивное новообразование сосюрита с цоизитом.

Изменение первичного состава главных породообразующих минералов в этом массиве более существенное, чем в вышеописанных. Особенно хорошо это

видно на изменении состава плагиоклаза от № 80–92 в плагиоклазсодержащих лерцолитах и троктолитах, № 78–80 в меланократовых габбро-норитах до № 52–54 в лейкократовых габбро и плагиоклазитах. Железистость оливинов в ультраосновных породах составляет 10–14%, в оливиновых габбро-норитах 16%, а ромбический пироксен в последних содержит 20% железистой составляющей. Из постериорных минералов отмечены серпентин, тремолит, хлорит, тальк, актинолит, эпидот, цоизит, клиноцоизит; рудные минералы представлены хромшпинелидами, сульфидами (преимущественно пирротин и в меньшем количестве пентландитом); встречаются также бурая и зеленая шпинели.

При характеристике *химизма* пород рассмотренных выше массивов, прежде всего, необходимо учитывать их разную степень последующих преобразований (гранитизация, серпентинизация и пр.), при которых не только изменяется первоначальный состав пород, но и зачастую происходит перераспределение некоторых компонентов, в т.ч. и ряда редких элементов (Sr, P, Ni и др.). Необходимо при этом учитывать и такой важный фактор, как наличие ультраосновных дифференциатов в массивах Метешихинский и Острая Сопка, тогда как в Большереченском и Оймурском таковых не выявлено, что само по себе свидетельствует об их различии в составе (таблица). Вместе с тем, несмотря на кажущееся сходство первых двух (их высокая степень дифференциации, а, следовательно, и большие изменения в количественных соотношениях ряда породообразующих оксидов), более близкими по содержанию TiO₂, (Na₂O+K₂O), P₂O₅ в основных разновидностях пород оказываются Метешихинский, Большереченский и Оймурский массивы. К тому же все разновидности пород Метешихинского массива, в т.ч. и ультраосновные, имеют более высокие железистость и титанистость, чем аналогичные породы массива Острая Сопка. Те же разновидности пород массива Острая Сопка отличаются более высокой магнетизальностью и низкой титанистостью. В этих породах оксид титана хорошо коррелирует с алюмосиликатными оксидами, тогда как в первых трех титан значимо связан с железом (рис. 2).

На петрохимических диаграммах AFM и SiO₂—(Na₂O+K₂O) породы массивов Метешихинский, Большереченский, Оймурский и Острая Сопка образуют поля, отвечающие толеитовому и отчасти известково-щелочному трендам (рис. 3), что, по-видимому, и связано с наложенными процессами. Причем поле распространения пород Большереченского и Оймурского массивов как бы продолжает поле Метешихинского и, что характерно, совпадает с полями распространения пород Атарханского и Озерского массивов. Автономное поле на этих диаграммах образуют породы массива Острая Сопка, имеющие единый тренд с породами Довыренского [1, 4, 20] и в определенной степени с Шильдырхейским массивами.

Все изученные породы массивов существенно различаются распределением в них элементов группы железа — Ni, Co, Cr, Ti и V. В массивах Большереченский, Оймурский, Метешихинский отмечены более высокие содержания Ti и V, тогда как в породах массива Острая Сопка наблюдаются более высокие содержания Ni, Co, и Cr, но низкие Ti и V. Такое поведение данных элементов в рассматриваемых массивах особенно хорошо иллюстрируется на соответствующих диаграммах (рис. 4), показывающих высокую корреляцию магния с никелем и никеля с кобальтом пород массива Острая Сопка, что ранее было отмечено для пород Довыренского массива [4].

Приведенные выше новые данные по условиям залегания, петрографическому составу и петро-

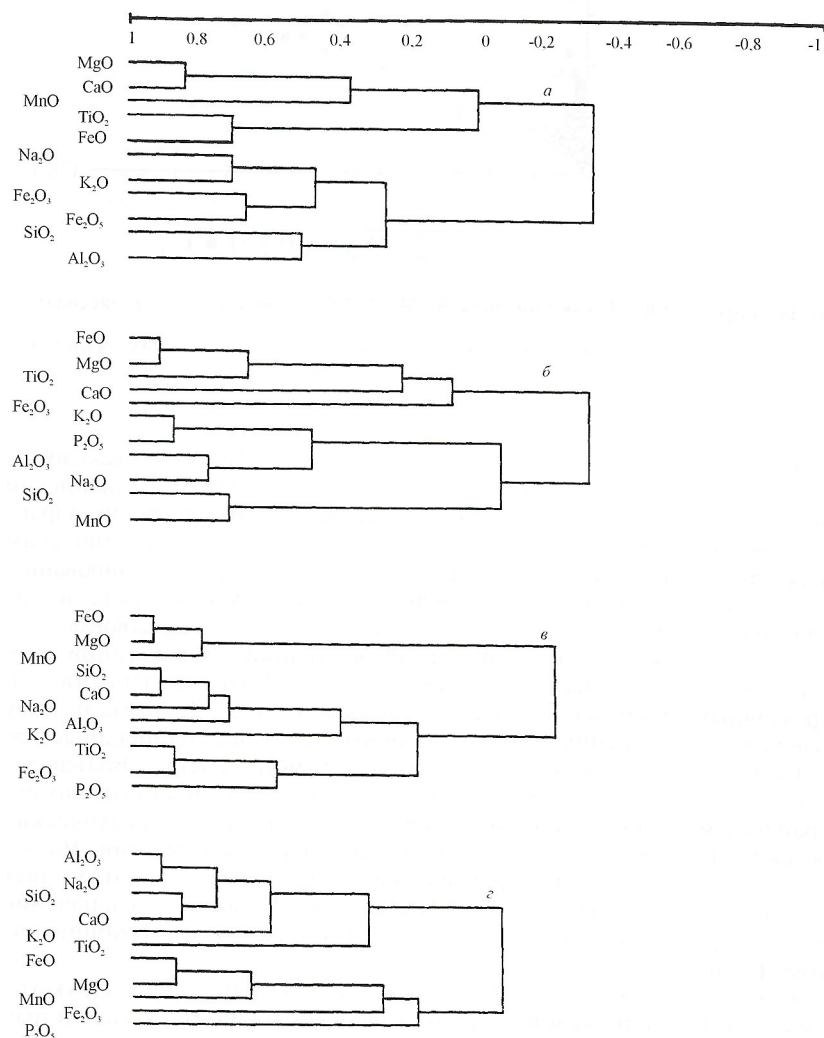
Химический состав ультраосновных и основных пород из массивов района нижнего течения р.Селенга, %, г/т

Ком- понент	Большереченский массив										Оймурский массив					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,80	49,80	50,95	45,72	50,25	50,41	49,53	49,13	48,60	48,73	47,18	46,95	43,87	44,43	52,22	43,36
TiO ₂	1,06	0,90	1,57	3,31	1,56	1,37	2,05	2,70	2,75	2,61	2,41	2,34	3,36	3,25	1,63	2,63
Al ₂ O ₃	15,55	15,75	14,70	12,80	15,95	15,65	15,10	17,35	15,15	14,80	15,00	19,55	17,50	17,10	19,65	12,73
Fe ₂ O ₃	1,45	1,18	1,29	3,13	1,86	3,35	4,21	4,39	4,01	2,43	5,73	2,26	3,81	0,20	2,55	4,75
FeO	9,58	6,52	7,93	11,37	8,61	5,46	7,38	8,49	9,56	10,42	8,90	6,84	8,69	12,13	6,10	13,93
MnO	0,27	0,21	0,18	0,25	0,23	0,16	0,19	0,23	0,18	0,18	0,25	0,12	0,17	0,20	0,38	0,21
MgO	7,23	9,27	7,34	6,51	5,90	5,20	4,51	3,39	4,97	5,17	4,16	3,58	5,10	5,19	2,21	6,47
CaO	11,63	11,68	10,97	10,97	10,97	8,46	8,10	8,59	8,50	7,74	8,80	10,02	8,64	8,95	8,82	10,72
Na ₂ O	2,58	2,27	2,70	2,32	2,81	3,52	3,68	3,50	2,90	3,46	4,01	3,83	4,06	4,04	4,40	1,77
K ₂ O	0,40	0,51	0,17	0,30	0,23	1,43	1,05	0,32	0,81	1,00	0,67	0,94	0,79	0,68	0,44	0,40
P ₂ O ₅	0,22	0,05	0,02	0,02	0,05	0,14	0,27	0,71	0,36	0,33	0,97	1,16	1,13	1,30	0,26	0,08
H ₂ O ⁻	0,12	0,13	0,09	0,27	0,12	0,98	0,62	0,11	0,18	0,15	0,28	0,41	0,29	0,14	0,37	0,50
H ₂ O ⁺	1,49	2,16	1,65	3,44	1,94	3,98	3,46	1,57	2,30	3,19	1,76	2,14	1,87	2,23	1,43	2,78
Сумма	100,38	100,43	99,56	100,41	100,48	100,11	100,15	100,48	100,27	100,21	100,12	100,14	99,28	99,84	100,46	100,33
Ni	51	110	71	34	54	36	22	11	25	32	8	6	8	10	10	12
Co	30	52	47	81	52	32	35	34	52	48	17	19	16	17	17	48
Cr	81	580	150	37	140	87	—	25	54	44	—	—	—	—	—	—
V	130	180	240	850	280	200	250	150	330	270	150	120	71	135	135	220
Rb	14	16	4	17	5	33	22	5	27	27	6	12	7	8	6	7
Sr	360	230	260	290	360	340	340	460	280	280	2200	2700	2800	3000	1300	740
Ni/Co	1,7	2,1	1,5	0,4	1	1,1	0,6	0,3	0,5	0,7	0,5	0,3	0,5	0,6	0,6	0,3
Cr/V	0,6	3,2	0,6	0,04	0,5	0,4	—	0,2	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—

Ком- понент	Метешихинский массив															
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	37,89	38,68	38,57	41,15	44,41	44,92	44,83	43,02	46,06	45,22	44,43	44,90	43,67	44,36	45,22	44,24
TiO ₂	0,06	0,05	0,11	0,25	0,41	0,40	1,01	0,09	0,44	0,24	0,99	0,97	0,18	0,26	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	5,00	5,80	5,45	5,65	9,75	11,10	16,25	19,30	18,20	22,00	16,10	16,40	21,85	23,00	29,75	29,85
Fe ₂ O ₃	2,17	2,63	2,24	3,40	4,60	2,91	4,72	2,20	2,92	1,78	6,92	5,93	1,94	1,77	0,56	0,94
FeO	13,71	11,86	14,32	9,50	5,40	5,74	7,69	5,92	4,81	3,34	7,11	7,13	5,05	4,09	2,11	2,14
MnO	0,19	0,19	0,22	0,17	0,15	0,13	0,16	0,09	0,12	0,08	0,18	0,20	0,08	0,09	0,03	0,04
MgO	35,22	33,41	31,73	24,80	15,66	16,39	10,23	12,73	9,64	8,20	8,44	8,92	8,68	7,30	3,77	3,60
CaO	2,40	3,29	3,71	9,74	14,36	13,38	10,97	11,20	14,50	15,60	11,98	10,88	14,75	15,72	15,75	15,86
Na ₂ O	0,20	0,23	0,24	0,25	0,75	0,86	1,32	0,98	1,19	1,01	1,24	1,31	0,96	0,83	1,11	1,09
K ₂ O	0,02	0,03	0,08	0,08	0,18	0,09	0,17	0,30	0,24	0,20	0,15	0,17	0,12	0,06	0,07	0,10
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,44	0,01	0,05	0,01	0,08	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁻	0,35	0,36	0,35	0,32	0,44	0,25	0,22	0,23	0,16	0,10	0,11	0,23	0,16	0,13	0,09	0,13
H ₂ O ⁺	2,47	2,64	2,56	4,55	3,82	3,23	1,84	4,43	1,73	2,15	1,94	2,52	2,47	1,85	1,51	1,83
Сумма	99,69	99,18	99,59	99,87	99,94	99,41	99,85	100,5	100,06	99,93	99,67	99,68	99,92	99,47	100,11	99,95
Ni	640	490	450	330	160	140	200	130	95	63	66	76	78	93	44	47
Co	160	200	180	170	120	85	91	104	59	55	72	69	66	60	17	27
Cr	1370	1600	1730	1500	460	1620	250	140	890	380	100	890	270	150	44	520
V	54	40	57	150	220	220	170	23	320	170	470	360	100	160	74	87
Rb	4	6	6	2	4	7	9	6	4	3	1	9	13	3	6	5
Sr	40	Н.о.	70	30	150	470	500	450	520	630	460	470	660	610	850	810
Ni/Co	4	2,5	2,5	1,9	1,3	1,6	2,2	1,3	1,6	1,1	0,9	1,1	1,2	1,6	2,6	1,7
Cr/V	25,4	40	30,4	10	2,1	7,4	1,5	6,1	2,8	2,2	0,2	2,5	2,7	0,9	0,6	6

Ком- понент	Массив Острая Сопка																			
	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	
SiO ₂	38,25	39,85	39,52	39,52	37,02	40,45	40,38	40,61	40,49	38,83	40,63	47,37	41,71	46,56	44,48	48,44	45,00	45,98	47,56	
TiO ₂	0,17	0,13	0,16	0,17	0,09	0,12	0,09	0,07	0,09	0,11	0,07	0,36	0,19	0,80	0,26	0,37	0,17	0,63	0,24	
Al ₂ O ₃	3,95	5,60	5,55	6,65	7,30	7,25	8,80	11,75	9,80	7,50	18,3	10,95	12,25	9,95	15,15	15,00	23,75	20,95	23,30	
Fe ₂ O ₃	2,72	2,63	6,93	2,72	5,03	2,62	2,74	1,85	2,17	3,79	2,75	3,45	5,43	3,50	3,07	1,39	2,08	3,25	1,77	
FeO	11,34	11,86	8,12	11,62	8,19	10,89	9,79	9,96	9,68	8,18	5,18	7,60	6,00	9,88	5,25	6,41	3,98	3,98	4,00	
MnO	0,18	0,19	0,19	0,18	0,17	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,09	0,23	0,15	0,21	0,12	0,17	0,09	0,12	0,11	
MgO	34,45	33,41	31,20	32,46	28,53	30,49	28,58	27,17	28,63	28,63	15,47	15,73	19,54	15,09	12,78	12,20	8,32	8,42	6,68	
CaO	2,07	3,29	2,38	2,42	3,08	4,00	4,14	5,05	4,86	4,35	9,95	8,15	8,40	11,53	12,21	11,44	12,27	11,85	11,60	
Na ₂ O	0,26	0,23	0,54	0,51	0,23	0,40	0,43	0,57	0,50	0,43	1,13	0,87	0,87	0,84	0,79	1,13	1,32	1,69	2,00	
K ₂ O	0,02	0,03	0,07	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,17	0,10	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,08	0,11	
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,11	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	
H ₂ O ⁻	0,91	0,36	0,66	0,51	1,05	0,26	0,70	0,30	0,18	0,93	0,86	0,91	0,72	0,25	0,51	0,63	0,55	0,33	0,38	
H ₂ O ⁺	4,76	2,64	4,41	2,89	8,75	2,60	3,17	1,55	2,43	6,08	5,41	4,50	4,39	1,71	4,81	3,15	2,75	2,94	2,68	
Сумма	99,11	99,18	99,78	99,74	99,49	99,31	99,03	99,09	99,06	99,05	100,04	100,33	99,74	100,39	99,52	100,2	100,4	100,26	100,46	
Ni	670	490	840	1000	1100	890	720	950	1050	940	760	200	790	330	630	140	1000	74	48	
Co	170	200	160	160	140	150	150	160	180	120	64	44	160	93	95	51	100	24	17	
Cr	3700	1600	2800	2000	2330	2840	2700	3000	2200	2900	420	240	1120	240	380	100	520	100	72	
V	39	40	50	39	39	60	49	44	63	46	13	71	140	340	140	170	91	104	48	
Rb	0,6	6	2	7	1	1	10	11	3	Н.о.	4	3	1	6	2	1	13	3	3	
Sr	Н.о.	Н.о.	Н.о.	9	Н.о.	100	100	310	230	30	630	320	420	350	560	530	850	850	960	
Ni/Co	3,9	2,5	5,3	6,3	7,9	5,9	4,8	5,9	5,8	7,8	11,9	4,5	4,9	3,5	6,6	2,7	10	3,1	2,8	
Cr/V	95	40	56	51	60	47	55	68	35	63	32	3,4	8	0,7	2,7	0,6	5,7	1	1,5	

Примечание: 1—3, 11 — меланократовые габбро; 4—6, 12, 16 — мезократовые габбро; 7, 8, 15, 30—32 — лейкократовые габбро; 9, 10 — диабазы; 13, 14 — оруденелые габбро; 17—19 — лерцолиты; 20 — плагиоклазосодержащий лерцолит; 21, 22 — амфиболитизированные пироксениты; 23 — меланократовый троктолит; 24—27, 43—46 — меланократовые габбро и габбро-нориты; 28, 29 — мезократовые габбро-нориты; 33—37 — плагиоклазосодержащие лерцолиты; 38—42 — меланократовые габбро-нориты, близкие лерцолитам (плагиоклаза 10—15%); 47, 48 — мезократовые габбро-нориты и габбро; 49 — троктолит; 50—51 — лейкократовый габбро-норит и габбро.



химическим особенностям ранее неизвестных в литературе массивов Большереченский, Оймурский, Метешихинский и Острая Сопка, расположенных в приустьевой части р.Селенга (Юго-Восточное Прибайкалье), позволяют сопоставить их с хорошо изученными и сходными по составу массивами сопредельной территории Западного Прибайкалья (Приольхонья) и использовать такое сопоставление в решении палеогеодинамических вопросов геологического развития региона.

Большереченский массив, петрохимические особенности которого идентичны Оймурскому, также сходен с хорошо изученным ранее Озерским массивом [5, 16] из Приольхонья, отделенным от первых двух лишь впадиной оз.Байкал. Время становления Озерского массива определяется как ранний палеозой — 530 млн.лет [3]. В геологическом строении Приольхонья принимают участие, помимо других пород, основные кристаллосланцы и амфиболиты [14], развитые по высокотитанистым низкокальциевым базальтам внутриокеанических островов, а также по подушечным лавам, представленным низкокальциевыми толеитовыми базальтами СОХ [19]. В этой же толще встречаются бескорневые линзы высокомагнезиальных океанических гипербазитов [4, 5]. Сходство геологического положения Большереченского и Оймурского массивов с

Рис. 2. Дендрограмма кластер-анализа R-типа для массивов:

а — Большереченский, б — Оймурский, в — Метешихинский, г — Острая Сопка

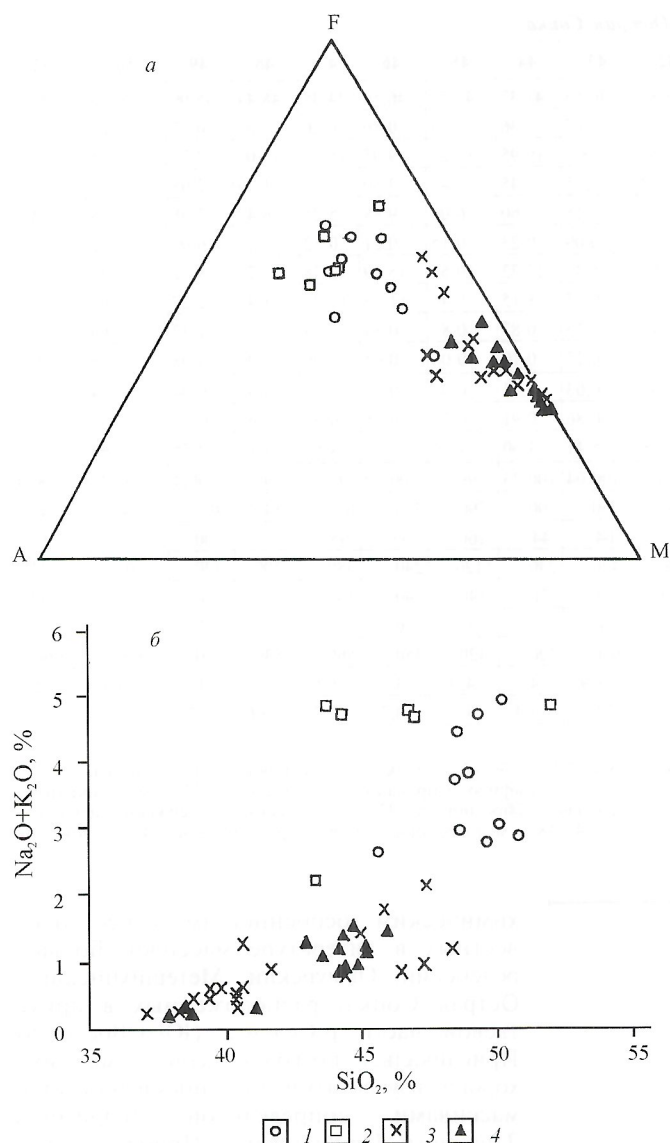


Рис. 3. Диаграмма AFM (а) и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (б) для пород массивов:

1 — Большереченский, 2 — Оймурский, 3 — Метешихинский, 4 — Острая Сопка

Озерским, близость их петрохимических параметров позволяют сделать предположение, что они вместе с метавулканидами и линзами высокомагнезиальных гипербазитов сформировались в условиях, близких океаническим. Подобные комплексы, характеризующиеся повышенной титанистостью, также широко развиты в северо-восточной части Байкальской горной области [4, 21] и других регионах мира [10, 22].

Метешихинский массив отличается более сложным внутренним строением. В его составе кроме различных габбро значительную роль играют ультраосновные породы — дуниты, лерцолиты и пироксениты. Этот массив, в отличие от Большереченского и Оймурского, тяготеет к массивам Атарханской группы, распространенным восточнее рассматриваемого района (южная окраина Витимского плоскогорья) [2, 4].

Полученный фактический материал и результаты сопоставления с сопредельными территориями могут свидетельствовать о том, что становление рассматриваемых базит-гипербазитовых массивов проходило в несколько отличающихся условиях, что может быть связано с принадлежностью их к двум обособленным

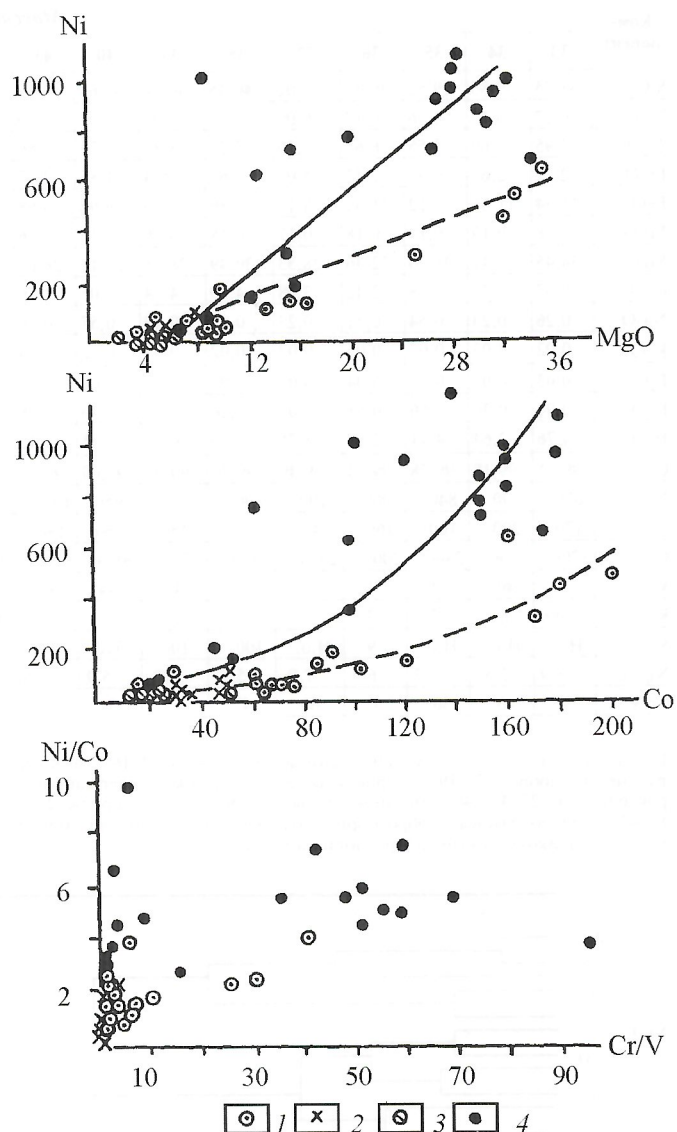


Рис. 4. Соотношения Ni/MgO , Ni/Co , $\text{Ni}/\text{Co}-\text{Cr}/\text{V}$ в массивах:

1 — Метешихинский, 2 — Большереченский, 3 — Оймурский, 4 — Острая Сопка

террейнам (островным дугам): Прибайкальскому и условно Забайкальскому (см. рис. 1). Метешихинский массив, принадлежащий Забайкальскому террейну, характеризуется более основным исходным магматическим расплавом, не подвергался высокому фракционированию в мантии, и его дифференциация осуществлялась, по-видимому, на месте залегания, что и способствовало его более глубокой дифференциации, характерной для кумулятивных комплексов. Большереченский и Оймурский массивы, относящиеся к Прибайкальскому террейну, менее основные и более однородные по внутреннему строению (средний состав Большереченского массива соответствует составу прорывающих его даек диабазов). Фракционирование магматических расплавов для них проходило в условиях мантии. На это указывают практически одинаковые для этих двух массивов Ni/Co отношения. Подобное заключение согласуется с выводами Л.Н.Когарко [9] и Э.Г.Конникова [11].

Особого внимания в палеотектонической структуре приустьевой части р.Селенга заслуживает массив Острая Сопка. По петрохимическим особенностям он аналогичен

породам довыренского комплекса Северного Прибайкалья, сформированного в режиме активной окраины. Массив Острая Сопка расположен между Метешихинским с одной стороны и Оймурским и Большереченским с другой, как бы трассируя границы двух упомянутых выше террейнов. На юго-западном продолжении намечающейся границы расположен Шильдырхейский базит-гипербазитовый массив, который А.Э.Изох и другие [8] по условиям становления отождествляют с массивом Острая Сопка (следует отметить, что по геохимическим параметрам они не являются полными аналогами [4]). Возраст пород Шильдырхейского массива определяется как ордовикский (496 ± 28 млн.лет) [8]. В последнее время появляется все больше данных об ордовикском времени проявления крупных коллизионных событий в Западном и Юго-Западном Прибайкалье вдоль юго-восточного обрамления Ангарской плиты (Прибайкальская коллизионная зона). Со столкновением террейнов (островных дуг) друг с другом и Ангарской плитой связано множество сложных геологических процессов, в т.ч. базит-гипербазитовый магматизм в зонах субдукции и высокоградиентный метаморфизм [12, 19].

Обращает на себя внимание характерная особенность изученных массивов, связанная с их постмагматическими преобразованиями. Часть массивов, как указывалось выше, гранитизирована. Почти повсеместно отмечена амфиболизация пироксенов в габброидах Большереченского, Оймурского и Метешихинского массивов, нередко наблюдается раскисление основного плагиоклаза. Иногда (в Метешихинском массиве) по краям кристаллов амфибола наблюдаются новообразования зеленой шпинели, возникающей, по-видимому, за счет распада моноклинного пироксена и основного плагиоклаза. То, что постмагматические преобразования проявились большей частью в массивах, которые мы относим к океаническим комплексам, и практически не затронули породы массива Острая Сопка (лишь по зонам разрывных нарушений и в контакте с гранитами) может стать косвенным подтверждением более позднего времени становления последнего после интенсивного проявления метаморфизма в начале ордовикского коллизионного события.

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Впервые для данного района получены сведения по петрографическому составу и химизму ранее неизвестных в литературе (Большереченскому, Оймурскому и Метешихинскому) ультрабазит-базитовым массивам.

2. На относительно небольшой территории, в районе нижнего течения р.Селенга, в современной структуре оказались совмещенными фрагменты двух комплексов ультраосновных и основных пород, представленных, с одной стороны, Метешихинским, Большереченским и Оймурским массивами, сформированными, по всей вероятности, в условиях океанических и (или) островодужных геодинамических обстановок, с другой — массивом Острая Сопка, становление которого проходило, по-видимому, в условиях активной континентальной окраины.

3. Вещественный состав этих массивов, а также особенности их пространственного размещения и выявленная аналогия с базит-гипербазитовыми массивами сопредельной территории позволяют наметить надсубдукционную зону (см. рис. 1), разграничивающую два островодужных террейна (условно Прибайкальский и

Забайкальский), и предположить ордовикское время их сочленения.

4. Более интенсивный почти повсеместный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации пород Метешихинского и особенно Большереченского и Оймурского массивов по сравнению с ультраосновными и основными породами массива Острая Сопка, подвергшимися метаморфизму лишь по зонам разрывных нарушений и в контакте с гранитами, может свидетельствовать о том, что последний является постметаморфическим, а следовательно, и более поздним по возрасту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.* Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. — Новосибирск: Наука, 1986.
2. *Беличенко В.Г.* Нижний палеозой Западного Забайкалья. — М.: Наука, 1969.
3. *Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф.* и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., 1990. С. 170—183.
4. *Грудинин М.И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979.
5. *Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В.* Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. — Новосибирск: Наука, 1987.
6. *Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. — М.: Наука, 1965.
7. *Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х.* и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7—8. С. 91—110.
8. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С.* и др. Геодинамические условия формирования перидотит-троктолит-анортозит-габбровых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // РФФИ в Сибирском регионе. Т. 2. Иркутск, 1995. С. 51—53.
9. *Козарко Л.Н.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441—1446.
10. *Колман Р.Г.* Амфиболиты Бригс Крик, Климатские горы, Орегон: метаморфизм и аккреция к континентальной окраине Запада Северной Америки // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 17—32.
11. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1986.
12. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З.* и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье) // Петрология. 1997. № 4. С. 27—39.
13. *Леснов Ф.П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972.
14. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771—786.
15. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия метакристаллических пород Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. № 10.
16. *Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Морфология габброидных массивов и масштабы основного магматизма в Приольхонье // Геология геофизика. 1982. № 6. С. 46—53.
17. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. Т. I. — М.: Недра, 1964.
18. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хашин Е.В.* и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3—23.
19. *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез как компонент коллизионной геодинамики (каледониды Западного Прибайкалья) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56—71.
20. *Щека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. — М.: Наука, 1969.
21. *Grudin M.I., Demin I.A.* Riphean ophiolites of the Northern Baikal Region (East Siberia) // Ishiwatari et al. (Eds). VSP 1994. Proc. 29-th Int'l. Geol. Congr., Part D. P. 263—272.
22. *Serri G.* The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. № 1. P. 203—212.

Количественная оценка оруденения по потокам рассеяния

В.А.РОМАНОВ (Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН)

Потоки рассеяния в твердой и жидкой фазах — компоненты природной среды, наиболее оперативно отражающие ее современное состояние в небольшой (в геологическом понимании) интервал времени. Они фиксируют как природные аномалии элементов (их концентрированное состояние — зоны рассеянной минерализации, рудопроявления и месторождения), так и техногенные (радионуклиды, выбросы промышленных предприятий и т.д.). Во всех отношениях важно установить не только наличие аномалий на определенных территориях, но и измерить количество отдельных элементов, их ресурсы на таких аномальных площадях. Наша основная задача — количественная оценка природных зон концентрирования рудных химических элементов.

Теоретические основы количественной оценки оруденения по потокам рассеяния. Теория формирования потоков рассеяния (ПР) разработана А.П.Солововым [15, 16] и В.В.Поликарпочкиным [11–13]. В своих построениях А.П.Соловов за основу принял формирование идеального ПР, а В.В.Поликарпочкин — его математическую модель. В обеих методиках расчетов, несмотря на различия исходных положений, есть общие черты. К ним относятся: 1) сглаживание исходных данных анализов проб по ПР методом скользящей средней; 2) определение кажущейся продуктивности по уравнению идеального потока рассеяния:

$$P'_x = S_x (C'_x - C'_ф), \quad (1)$$

где P'_x — кажущаяся продуктивность, м²%; S_x — площадь денудированного бассейна, м²; C'_x , $C'_ф$ — соответственно сглаженные и фоновые содержания элементов, %; 3) нахождение величины прогнозных ресурсов металлов Q'_H на целесообразную глубину распространения оруденения H :

$$Q'_H = \frac{1}{K'K} \cdot \frac{1}{40} H \Sigma P'_{ист}, \quad (2)$$

где K' , K — локальные коэффициенты пропорциональности; $P'_{ист}$ — «истинная» продуктивность ПР, а деление на 40 соответствует переходу от м²% к тоннам металлов; 4) определение «истинной» продуктивности ПР по их шлейфам.

Синтез теоретических представлений А.П.Соловова [16] и В.В.Поликарпочкина [13] о формировании ПР и процессах, происходящих в реках и их аллювиальных отложениях, позволил разработать вариант количественной оценки оруденения по ПР [14, 18].

Для потоков, как и для всех природных геологических образований, характерны значительные колебания уровня содержания элементов, достигающие нескольких порядков. Поэтому графики концентраций элементов в них имеют пилообразный характер. Следовательно, по полученным исходным данным невозможно определить интервал поступления рудного вещества в ПР и его шлейф. Единственный путь здесь — сглаживание исходных данных. По мнению А.Б.Каждана и других [6], в процессе сглаживания ряда результатов анализа проб по данному ПР в него всегда вносится некоторая ложная взаимозависимость, обусловленная процессом сглаживания. Н.А.Плохинский [10], наоборот, считает, что кроме самостоятельного значения сглаживание исходных данных может использоваться в качестве способа подготовки к дальнейшему их выравниванию графическим или аналитическим методом. Подробно методика сглаживания

исходных данных, так называемое построение «кривой» регрессии, рассмотрена в работе П.Л.Каллистова [7]. Основной вывод из нее полностью согласуется с мнением Н.А.Плохинского [10].

Достоинство метода сглаживания исходных данных анализов проб ПР, кроме четкого определения его головной части и шлейфа, — то, что сглаженные данные в этом случае полностью характеризуют вышележащий бассейн денудации, т.е. являются своеобразной средней пробой.

Расчет продуктивности реального ПР подтверждает это — на интервале поступления в него рудного вещества продуктивность постоянно возрастает и достигает максимума, т.е. соответствует кривой, получаемой по уравнению идеального ПР. Однако далее, в шлейфе она не остается постоянной, а монотонно убывает, что противоречит теоретическим построениям [16]. Но если левая часть графика соответствует теоретической кривой, то мы вправе предположить, что и правая его часть должна соответствовать ей. Следовательно, отклонения «реальной» кривой от теоретической обусловлены совокупным влиянием физико-химических процессов, происходящих в реках и их аллювиальных отложениях, т.е. в реальном ПР происходит естественный процесс рассеивания вещества (разубоживание и его вынос). Принимая $P'_x = \text{const}$ в шлейфе реального ПР, мы сможем найти количественное выражение этого процесса по отклонению графика продуктивности от теоретической кривой.

Физико-химические процессы, действующие в зоне гипергенеза, влияют только на уровень содержания элемента в ПР. Это отражено и уравнением (1): $C'_ф$ в нем постоянна для данного района, а S_x задана интервалом опробования и также постоянна. Следовательно, в уравнении (1) изменяется только C'_x . Таким образом, разность теоретических и определяемых анализами содержаний элемента, выраженная в процентах (так мы получаем коэффициент $C'_в$) и рассчитанная для каждой точки x опробования шлейфа ПР, и будет цифровым выражением процесса выноса. Далее, аналитически или графически установим закономерность в его изменении. Вид этой закономерности задан уравнением идеального ПР: $P'_x = f(x)$ и $C'_x = f(x)$. При значительном разбросе $C'_в$, так называемого процента выноса, их сглаживание проводится по общеизвестному методу наименьших квадратов, т.е. построением параболы I (линейная зависимость) или II (квадратичная зависимость) порядка [2, 4, 8].

Согласно работе [13], полученная по шлейфу ПР закономерность в изменении «процента выноса» экстраполируется до точки x с максимальной P'_x . В зависимости от его величины в этой точке мы можем говорить о направленности процессов в данном ПР: при $C'_в < 0$ происходит накопление полезного рудного компонента, при $C'_в = 0$ — его вынос, а $C'_в > 0$ соответствует идеальному ПР. Обратная операция по переводу $C'_в$ в содержание элемента позволяет найти его «истинную» концентрацию в точке x с максимальной P'_x и, следовательно, «истинную» продуктивность ПР, а затем прогнозные ресурсы металла. Коэффициент пропорциональности, согласно работе [13], в данном случае находится эталонированием, т.е. по ПР, дренирующему месторождение с известными запасами металлов.

Результаты расчетов. Приведенные выше теоретические построения количественной оценки оруденения по твердой фазе ПР основаны на допущении, что «... в любой

точке русла аллювий по своему химическому составу является природной средней пробой, характеризующей состав пород (и руд), слагающих ее бассейн денудации» [16, с. 69]. Выше было показано, что в процессе сглаживания исходных данных (анализов) мы получаем своеобразную среднюю пробу твердой фазы ПР. Однако общий сток вещества происходит не только в виде взвесей (отбираемые нами илы — это осажденная во время паводков взвешенная часть переносимого рекой вещества), но и волочением по дну, а также в виде раствора (водная фаза ПР). Соотношение этих частей стока вещества, согласно Г.В.Лопатину [9], выражается значениями 3,5; 0,35; 1, т.е. 3,5 — взвеси, 0,35 — влекомый по дну аллювиальный материал, 1 — растворенное водой вещество. Таким образом, проводя количественную оценку оруденения по илистой фракции ПР (взвесям, отложенным на ступенях русловой отмели), мы берем только 72,2% стока вещества. Следовательно, результаты анализов (или полученные по ним запасы полезного компонента) мы должны увеличить в 1,4 раза, т.к. по имеющимся данным анализом мы получим заведомо заниженные количественные оценки.

С другой стороны, мы завышаем полученные результаты анализов, а вместе с ними и количественные оценки, используя определенный гранулометрический класс для последующих расчетов. Обычно, исходя из результатов многочисленных опытно-методических работ на различных по составу месторождениях и в различных регионах бывшего СССР, используется фракция менее 1 мм. Однако потоки рассеяния развиваются во всей толще рыхлых отложений, в т.ч. и в активном слое аллювия рек. Поэтому, отбирая определенную фракцию ПР без ее соотношения с массой исходной пробы, для одних элементов мы получаем усиление сигнала, для других — ослабление (содержания уменьшаются). Показательный пример этого явления — для олова и вольфрама наиболее информативна фракция 3–5 мм [17].

Однако используя принцип аналогии, эти недостатки в расчетах мы компенсируем единым коэффициентом пропорциональности, который учитывает не только «недостающие» 37,8% (т.е. использование только взвешенной фазы ПР) стока вещества и особенности анализируемого гранулометрического класса, но и все превращения элемента на пути от коренных пород до ПР, которые в отдельности могут быть выражены чисто индивидуальными, более нигде не повторяющимися коэффициентами K_1 – K_{11} (K_1 — коренная порода (рудный объект) — эндогенный ореол; K_2 — первичная руда — окисленная руда; K_3 — окисленная руда — ореол в коре выветривания, и т.д. до K_{9-11} — гипергенные ореолы в почвах — потоки рассеяния). Подчеркнем еще раз, что использование этого единого коэффициента возможно только для однотипных руд с близкими ландшафтно-геохимическими условиями преобразования исходного материала. В других условиях и другом типе руд этот коэффициент будет другой.

Рассмотрим предлагаемый выше вариант количественной оценки оруденения по ПР на основе конкретных формул.

Максимальную кажущуюся продуктивность ПР обозначим P'_k , а теоретическое содержание элемента в его шлейфе C'_t :

$$C'_t = P'_k / S_x + C'_\phi. \quad (3)$$

В данном случае P'_k может быть равна не только максимальной P'_x , но и сумме ее поинтервального приращения ($P'_k = \sum \Delta P'_x$) при двух и более пиках, но при условии, что вышележащая P'_x не достигает нуля.

Процентное выражение разности теоретических и сглаженных содержаний в каждой точке x шлейфа C'_b найдем по следующей формуле:

$$C'_b = (C'_t - C'_x) / C'_t 100. \quad (4)$$

Под C'_b подразумевается так называемый процент выноса, т.к. в реальных ПР всегда наблюдается резкое падение продуктивности, т.е. здесь идет вынос элементов («простое» разубоживание рудного вещества «пустым» материалом ближайших склонов должно приводить к $P'_x = \text{const}$, а мы, как отмечено выше, в реальных ПР наблюдаем ее падение). В каком виде происходит этот вынос — взвесей, коллоидов, растворов или каким-либо другим путем, — задача дальнейших исследований и в настоящей работе не рассматривается.

Дальнейшее сглаживание полученных C'_b решаем с помощью метода наименьших квадратов (МНК). Линейная зависимость $C'_b = f(x)$ доказывается расчетом коэффициента корреляции (r C'_b , x). При его значениях, больших табличного для данного количества коррелируемых пар значений C'_b , x и для 95% уровня значимости, следует, что между C'_b и x существует линейная зависимость [4], и дальнейшее сглаживание можно проводить МНК по формуле:

$$C'_b(x) = ax + b. \quad (5)$$

Достоверность расчетов для C'_b заверяется нахождением среднеквадратичного отклонения σ , доверительного интервала ϵ и относительной погрешности v . При высокой относительной погрешности сглаживание следует проводить методом квадратичной зависимости с построением параболы второго порядка вида:

$$C'_b(x) = cx^2 + bx + a. \quad (6)$$

Найденную по шлейфу ПР закономерность в изменении C'_b , согласно работе [13], экстраполируем до точки x с P'_k (аналитически или графически). Таким образом, зная «процент выноса» для максимальной «кажущейся» продуктивности, вычисляем «истинное» содержание элемента в этой точке и «истинную» продуктивность ПР:

$$C'_{\text{ист}} = C'_x / (100 - C'_b) 100, \quad (7)$$

$$P'_{\text{ист}} = (C'_{\text{ист}} - C'_\phi) S_x, \quad (8)$$

где S_x — площадь бассейна денудации в точке x , соответствующей максимальной P'_k .

Далее по уравнению (2) вычисляем прогнозные ресурсы металла, а единый коэффициент пропорциональности находим эталонированием:

$$K' = Q'_H / Q'_{p.t.}, \quad (9)$$

где $Q'_{p.t.}$ — балансовые запасы металла на месторождении.

Достоверность определения единого коэффициента пропорциональности и найденные по нему прогнозные ресурсы определенного металла заверяем расчетами по ПР контрольного объекта. Последовательность расчетов показана на примере ПР свинца эталонного и контрольного месторождений в одном из рудных районов Восточного Забайкалья (табл. 1, 2).

Фоновые содержания элементов вычитаем из исходных данных анализов и сглаживаем их методом скользящей средней с окном в три пробы [7] и результаты заносим в таблицу. Определив площади, соответствующие каждой точке опробования ПР [3], по уравнению (1) находим кажущуюся продуктивность свинца.

В каждом из потоков, эталонном и контрольном, отмечаются два сближенных пика с P'_k , причем в ПР контрольного месторождения нет второго шлейфа, но по расстоянию он находится между известными шлейфами. Причем по C'_b начала шлейфов мы наблюдаем общую закономерность — по мере увеличения расстояния

1. Расчет процента выноса свинца по шлейфам потоков рассеяния эталонного и контрольного месторождений

Интервал опробования X , км	Вынос C'_n , %	X^2	$X^2 C'_n$	Процент выноса как функция от x , $C'_n = f(x)$, %
0,85	1,61	0,7225	1,1632	21,6
0,90	13,05	0,81	10,5705	22,4
0,95	21,88	0,9025	19,7467	23,3
1,00	24,41	1,0	24,21	24,3
1,05	25,28	1,21	33,9284	26,3
1,20	—	1,44	—	28,4
1,30	—	1,69	—	30,8
1,35	—	1,82	—	32,1
1,40	—	1,96	—	33,4
1,49	—	2,22	—	36,2
1,59	—	2,5281	—	38,8
1,69	22,96	2,8561	65,5761	41,9
1,79	57,26	3,2041	188,4668	45,3
1,89	76,26	3,5721	272,4083	48,8
1,99	83,61	3,9601	331,104	52,5
2,09	—	4,41	—	56,8
2,19	—	4,84	—	60,9
2,29	—	5,29	—	65,1
2,39	—	5,76	—	69,2
2,49	76,59	6,2001	38,4412	73,8
2,59	78,28	6,7081	525,1101	78,7
2,69	78,96	7,2361	571,3611	83,7
2,79	80,22	7,7841	624,4405	88,9
2,87	81,37	8,2369	670,2366	93,2
Сумма 26,64	Сумма 749,78	Сумма 55,5052	Сумма 3836,2606	

увеличивается и «процент выноса» с 1,6 до 28% и 81,4% (см. табл. 1). Следовательно, можно предположить, что изменение C'_n в шлейфе ПР свинца подчиняется общей закономерности. Вид этой закономерности ($C'_n = a + cx^2$, по работе [8]) определен экспериментальным путем. Величина a в данном случае равна 14,72, $c = 9,53$. Значения сглаженных C'_n приведены в табл. 2. «Процент выноса» свинца для точек P'_k будет составлять (в %): при x 0,8 км C'_n 20,8; 1,35 км — 32,1; 1,59 км — 38,8; 2,39 км — 69,2 (см. табл. 2). По формулам (7) и (8) найдем для них «истинные» содержания и продуктивность свинца. Например:

$$C'_{\text{ист}} = \frac{C'_x \cdot 100}{100 - C'_n} + \frac{95,9 \cdot 100}{100 - 38,8} = 134,7 \text{ (усл.ед.)};$$

$$P'_{\text{ист}} = C'_{\text{ист}} S_x = 134,7 \cdot 1,25 = 168,4 \text{ (км}^2\text{-усл.ед.)}.$$

Сумма «истинной» продуктивности свинца эталонного ПР рассчитана следующим образом:

$$P'_{\text{ист}} = P'_{\text{ист}} + \frac{P'_x P'_{\text{ист}}}{P'_k} = 168,4 + \frac{12,36 \cdot 78,5}{32,01} = 198,7 \text{ (км}^2\text{-усл.ед.)}.$$

Далее по формуле (2) найдем прогнозные ресурсы свинца до глубины H , на которую проведен подсчет его балансовых запасов на эталонном месторождении:

$$Q'_H = \frac{200}{40 \cdot 57,8} = 289,0 \text{ усл.ед.}$$

Результаты расчетов по ПР свинца контрольного месторождения, выполненные в той же последо-

вательности, приведены в табл. 2. Сумма «истинной» продуктивности по нему составляет 57,8 км²-усл.ед., а глубина оруденения, на которую подсчитаны балансовые запасы — 200 м; следовательно величина его прогнозных ресурсов будет равна:

$$Q'_{200} = \frac{200}{40 \cdot 57,8} = 289,0 \text{ усл.ед.}$$

Определение прогнозных ресурсов свинца по ПР контрольного месторождения (при известном K , найденном по формуле (9)) показало, что расхождение последней с его балансовыми запасами не превышает 2%.

Аналогичные расчеты выполнены и для ПР цинка, золота и серебра по этим же месторождениям (эталонному и контрольному). Определение прогнозных ресурсов металлов на контрольном объекте, найденных по отдельным шлейфам ПР, не характеризуют в целом его бассейн денудации, т.к. и для этих элементов мы также наблюдаем сближенные пики с P'_k , один из которых в каждом конкретном случае не получает оценки из-за отсутствия шлейфа, в связи с этим для ПР цинка, золота и серебра проведены расчеты, аналогичные таковым для ПР свинца, результаты которых представлены в табл. 2. Получена хорошая сходимость величин прогнозных ресурсов металлов с их балансовыми запасами.

Эталонное и контрольное месторождения находятся в пределах рудного поля и приурочены к оруденелым зонам гидротермально измененных пород эффузивно-осадочной толщи, расстояние между которыми равно 5 км. Аналогичного состава зоны, расположенные между ними, не оценены окончательно в отношении перспективности на золото-полиметаллическое оруденение. Потоки рассеяния дренируемых зон гидротермалитов аномальны, но не имеют шлейфа. Однако процент выноса для точек с максимальной P'_k здесь определить можно, т.к. их длина не превышает расстояния x , для которого установлена единая закономерность в изменении C'_n для Pb, Zn, Au, Ag по шлейфам ПР эталонного и контрольного месторождений. Все аномалии в потоках рассеяния зон гидротермалитов однотипные: они связаны с единой золото-полиметаллической рудной формацией, характеризуются идентичными геолого-структурными условиями, близкими уровнями эрозионного среза оруденения и развиты в одних и тех же породах эффузивно-осадочной толщи (рисунок). Следовательно, наиболее перспективными будут площади тех аномалий, в которых прогнозные ресурсы максимальны [1].

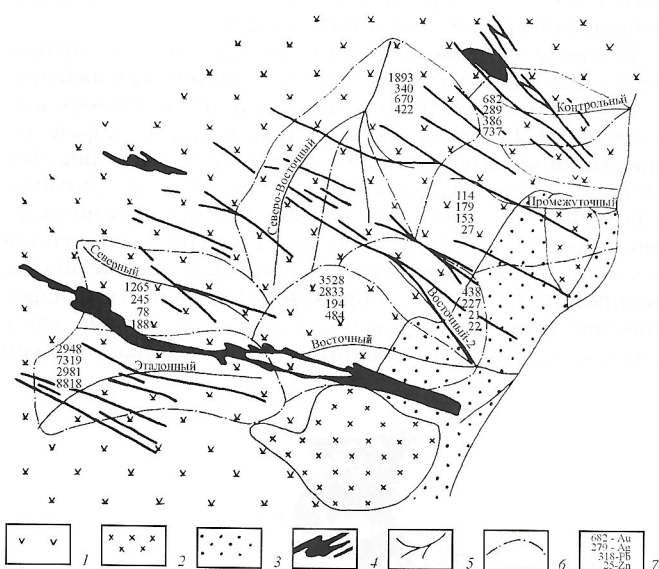
Результаты расчетов показали, что наиболее перспективна на выявление золото-серебряного оруденения площадь, дренируемая руч. Восточный: прогнозные ресурсы золота (3528 усл.ед.) здесь превышают таковые на эталонном объекте, а серебра (2833 усл.ед.) — на контрольном. На свинец и цинк перспективна площадь, дренируемая руч. Северо-Восточный — прогнозные ресурсы этих металлов здесь превышают таковые на контрольном объекте, соответственно 670 и 4221 усл.ед. Пространственное распределение прогнозных ресурсов металлов в пределах рудного поля (см. рисунок) согласуется с минералого-геохимической эндогенной зональностью, установленной ранее [5].

Процесс образования потоков рассеяния из разрушающихся коренных пород настолько сложен, что невозможно количественно определить долю участия какого-либо процесса или фактора (физического, химического, геологического и т.д.) в отдельности. Однако совокупное воздействие этих процессов и факторов оценить можно, но по конечному продукту линии коренные породы — поток рассеяния. Таким ко-эффицентом, учитывающим это совокупное воздействие, и является так называемый процент выноса, который,

2. Расчет прогнозных ресурсов Pb, Zn, Au, Ag по потокам рассеяния

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Pb	15	14,5	8,0	1,59 2,37 0,80 1,35	1,25 2,12 0,53 0,89	95,9 15,1 59,0 39,3	119,88 32,01 31,27 34,98	38,8 69,2 20,8 32,1	134,7 37 74,5 57,9	168,4 78,5 39,5 51,5	198,7 57,8	600 200	2980,5 289
Zn	20	25,1	11,7	1,69 2,87 0,80	1,31 2,44 0,53	191,2 29,4 203	250,5 73,7 107,6	50,2 94,5 27	383,9 534,5 278,1	502,9 1304,2 147,4	587,9 147,4	600 200	8817,7 737
Au	15	14,9	8,2	1,69 2,29 1 1,35	1,31 2,02 0,67 0,89	91,8 41,2 115,2 39,8	120,26 83,22 77,18 35,42	31,8 42,2 38 32,4	134,6 71,3 185,8 58,9	176,3 144 124,5 52,4	196,5 136,4	600 200	2947,5 682
Ag	17	18,6	9,5	1,49 1,99 2,87 0,8 1,35	1,18 1,50 2,44 0,53 0,89	237 110 32 58,5 37,7	279,66 165 78,08 31,01 33,55	30,6 43,7 93,9 30,6 28,9	341,5 195,4 524,6 84,3 53	403 293,1 1280 44,7 47,2	487,9 77,2	600 200	7318,5 386

Примечание: поток рассеяния: в числителе — эталонный, в знаменателе — контрольный; 1 — элемент; 2 — число проб в шлейфе n ; 3 — дисперсия σ ; 4 — доверительный интервал ϵ ; 5 — интервал опробования x , км; 6 — площадь опробования ΔS , км²; 7 — содержание элемента C_x , усл. ед.; 8 — «кажущаяся» продуктивность P'_x , км²·усл. ед.; 9 — «процент выноса» C'_v , %; 10 — «истинное» содержание элемента $C'_{ист}$, усл. ед.; 11 — «истинная» продуктивность $P'_{ист}$, км²·усл. ед.; 12 — сумма поинтервального приращения продуктивности $\Sigma \Delta P'_{ист}$, км²·усл. ед.; 13 — целесообразная глубина оруденения H , м; 14 — прогнозные ресурсы Q_H , усл. ед.



единый коэффициент пропорциональности, который определяется путем эталонирования и заверки его значения на контрольном объекте: необходимо иметь данные по запасам расчетных компонентов на эталонном и контрольном месторождениях (в исследованном районе это оказалось возможным), по потокам рассеяния которых по уравнению (9) и определялся этот коэффициент. Применение последнего ограничивается территориями, имеющими аналогичные расчетным ситуации.

Дополнительными выводами по предложенному варианту оценки могут быть результаты расчетов: по локализации наиболее перспективной на выявление рудной минерализации площади в пределах исследуемого речного бассейна на основе определения области сноса вещества в поток рассеяния; по возможному уровню содержания элементов в коренном источнике:

$$C_k = \frac{P'_x - P'_{x-1}}{\Delta S},$$

где C_k — предполагаемое (возможное) содержание элемента в коренных породах; P'_x — «истинная» продуктивность потока рассеяния в точке x ; P'_{x-1} — «истинная» продуктивность вышележащей от точки x денудированной площадью рассеяния; ΔS — разность площадей, соответствующих данной и вышележащей точкам опробования. По полученным «процентам выноса» можно судить о подвижности элементов в зоне гипергенеза данного изучаемого ландшафта: чем они больше, тем больше подвижность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. — М.: Недра, 1975.
2. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. — М.: Наука, 1969.
3. Гольберт К.А., Вигдергауз М.С. Курс газовой хроматографии. — М.: Химия, 1967.
4. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р. Экспериментальная петрография. — М.: Изд-во МГУ, 1984.
5. Зорина Л.Д., Романов В.А., Санина Н.Б., Андрулайтис Л.Д. Эндогенные аномальные поля и потоки рассеяния в купольных структурах // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск, 1983. С. 83—88.
6. Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. — М.: Недра, 1970.

Прогнозные ресурсы металлов, рассчитанные по потокам рассеяния рудного поля:

1 — средне-верхнемезозойские эффузивы основного—среднего состава; 2 — верхнемезозойские гранитоиды; 3 — юрские песчаники; 4 — рудные зоны гидротермалитов; 5 — русла водотоков; 6 — линии водоразделов; 7 — прогнозные ресурсы металлов, усл. ед.

к тому же, отражает направленность процессов, происходящих в данной речной системе: при $C'_v < 0$ происходит накопление рассматриваемого элемента, при $C'_v > 0$ — его вынос, а $C'_v = 0$ соответствует идеальному переносу вещества.

«Процент выноса» отображает совокупное воздействие процессов и, возможно, миграционные свойства элементов в конкретной ландшафтно-геохимической обстановке, но он не учитывает такой важный фактор, как величина балансовых запасов полезного компонента в общей массе рудной минерализации. Такой учет возможен только на основе принципа аналогии. В нашем случае это

7. *Каллистов П.Л.* Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании // Советская геология. 1956. Сб. 53. С. 118—151.
8. *Кассандрова О.Н., Лебедев В.В.* Обработка результатов наблюдений. — М.: Наука, 1970.
9. *Лопатин Г.В.* Наносы рек СССР. — М.: Географгиз, 1952.
10. *Плохинский Н.А.* Биометрия. — Новосибирск: Наука, 1961.
11. *Поликарпочкин В.В.* Некоторые вопросы теории россыпей, решаемые с помощью математического моделирования // Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М., 1970. С. 228—234.
12. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. — Новосибирск: Наука, 1976.
13. *Поликарпочкин В.В., Белоголова Г.А.* Математическая модель гидрогеохимического потока рассеяния и количественная оценка оруденения на ее основе // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск, 1982. С. 12—27.
14. *Романов В.А.* Количественная интерпретация литогеохимических данных по потокам рассеяния // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 124—126.
15. *Соловов А.П.* Основы теории и практики металлометрических съемок. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1959.
16. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
17. *Филлипова Л.А., Евдокимова В.Н.* Потоки рассеяния Хапчегангского рудного района (Забайкалье) и их классификация // Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975. С. 186—189.
18. *Romanov V.A.* Quantitative assesment of potential metal resources from stream sediments // Methods of Geochemical prospecting. Prague, 1990. P. 86.

Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.2

© Н.Д.Малов, В.И.Пекельный, Б.Г.Дверницкий, 2001

Современная геодинамика и устойчивость геологической среды в Петербургском регионе

Н.Д.МАЛОВ, В.И.ПЕКЕЛЬНЫЙ, Б.Г.ДВЕРНИЦКИЙ (ГТП «Севзапгеология»)

В ряду геоэкологических проблем Санкт-Петербурга и примыкающих к нему территорий современные эндогенные геологические процессы занимают важное место в связи с интенсификацией работ, связанных с инженерным освоением подземного пространства.

Петербургский регион в геолого-структурном отношении расположен на стыке двух мегаблоков с неодинаковым тектоническим режимом — Балтийского кристаллического щита и Русской плиты. Современные геодинамические явления здесь отвечают двум классам эндогенных событий — сейсмотектонике и эпейрогенезу. Анализ данных сейсмических сетей Северной Европы, полученных в Интернете в декабре 2000 г., и прямых высокоточных топографо-геодезических наблюдений в системе специальных полигонов и траверсов (трест «Аэрогеодезия», АО «Ленметрострой») позволяет вскрыть закономерности в проявлении эндогенных геодинамических процессов.

Установлено, что сейсмотектоника в регионе сопряжена с функционированием Западно-Скандинавской геодинамической зоны коллизионного типа, в границах которой зарегистрировано более 10 000 землетрясений за 1965—1998 гг. Зона протянулась от широты Дании до Шпицбергена и далее на север на расстояние более 2600 км при ширине 400—1700 км (рис. 1). Строение зоны блоково-ячеистое, типичное для зон сжатия — разновеликие асейсмичные блоки обрамлены сейсмическими зонами, которые могут рассматриваться как пограничные разломы.

Число землетрясений относительно быстро уменьшается по мере удаления от зоны. Очаги большинства землетрясений — близповерхностные (10—20 км и менее). Пространственное положение периферийных очагов землетрясений нередко контролируется линейными разломами, в основном поперечными и диагональными к оси Западно-Скандинавской зоны (рис. 2). Следует обратить внимание на неравномерность распределения землетрясений во времени (см. рис. 2, 3). В частности, на рис. 3 показана тенденция возрастания сейсмичности в последние годы в основных структурных районах территории. Такая тенденция не связана с техногенными причинами, т.к. структурные районы обнаруживают тождество в распределении землетрясений независимо от

освоенности их горнодобывающей промышленностью, использующей при эксплуатации взрывы.

Имеющиеся данные свидетельствуют о низкой энергетике происходящих сейсмотектонических явлений, а, значит и малой вероятности здесь разрушительных землетрясений. Большинство землетрясений даже в фазе активизации характеризуется магнитудами 1—3 (см. рис. 3) и лишь в единичных случаях 5—5,5. Иными словами, сейсмичность территории слабая. Однако сейсмотектоника может служить показателем состояния эндогенной тектонической активности территории, в частности, эпейрогенической и сопряженной с ней газогидродинамической. Предпосылка этому — очевидная связь сейсмотектоники и эпейрогенеза с колебательными

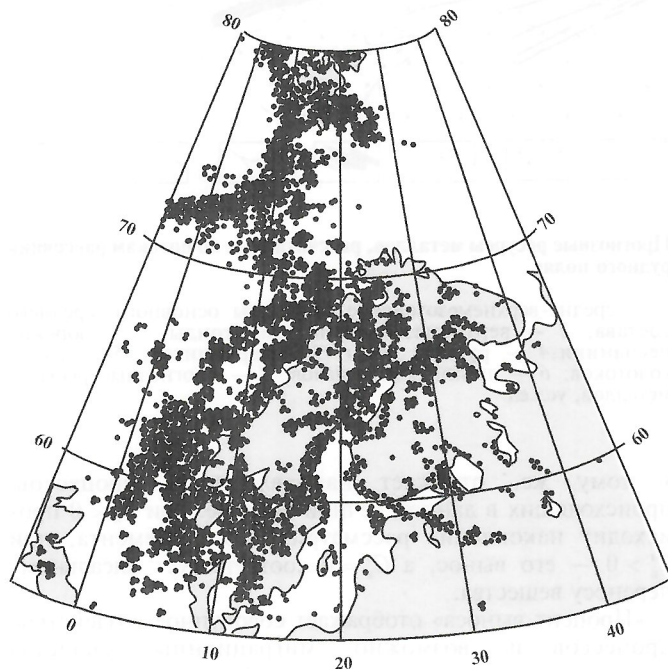


Рис. 1. Схема проявления сейсмотектонической активности (эпицентры землетрясений с магнитудой 2—5,5) в Фенноскандии и ее обрамлении за 1965—1998 гг.

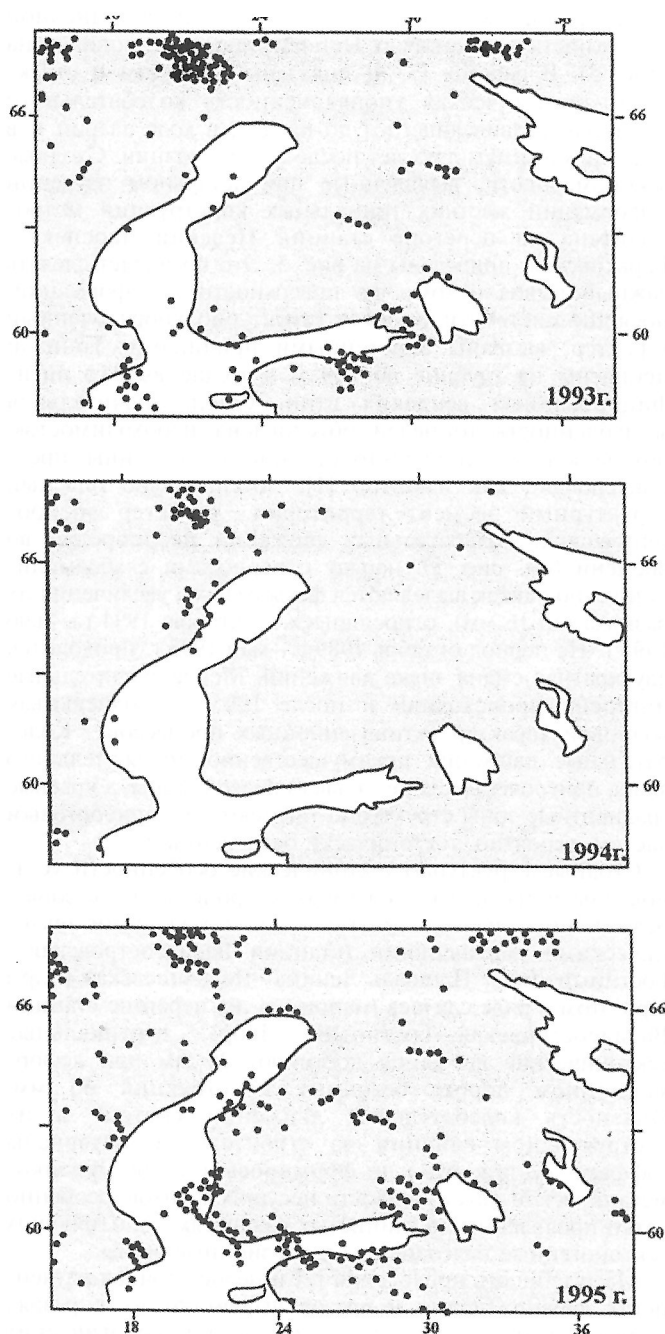


Рис. 2. Пример распределения сейсмических событий в один из периодов активизации на восточной периферии Западно-Скандинавской геодинамической зоны

движениями разновеликих блоковых структур: на границах блоков с разными режимами колебаний в зонах тангенциального сжатия происходит разрядка напряжений в виде мгновенных срывов по пограничным разломам, тогда как эпейрогенез реализуется в виде колебательных движений самих блоков, происходящих в течение длительного времени и охватывающих огромные объемы горных пород. Следует подчеркнуть, что эпейрогенетические и газогидродинамические процессы оказывают негативное влияние на надежность геологической среды в периоды тектонического оживления.

По данным повторных нивелирных наблюдений I класса точности, выполненных специалистами треста «Аэрогеодезия», составлен рис. 4, демонстрирующий масштабы и характер проявления эпейрогенетических движений на территории Ленинградской области. Видно,

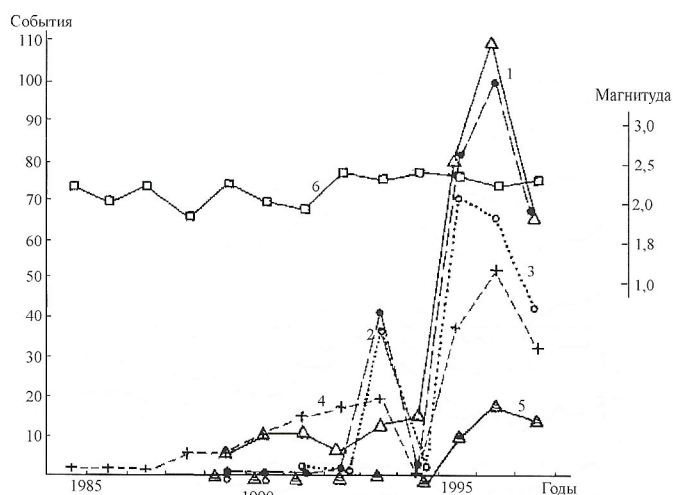


Рис. 3. Распределение сейсмических событий по структурным районам на восточной периферии Западно-Скандинавской геодинамической зоны за 1985–1997 гг.:

1 — район Ботнического залива; 2 — Петербургский регион (Санкт-Петербург, Ленинградская область); районы заливов: 3 — Финского, 4 — Кandalакшского (северо-западная часть); 5 — Прионежье; 6 — энергетика сейсмических событий (в среднегодовых магнитудах по данным 4925 наблюдений)

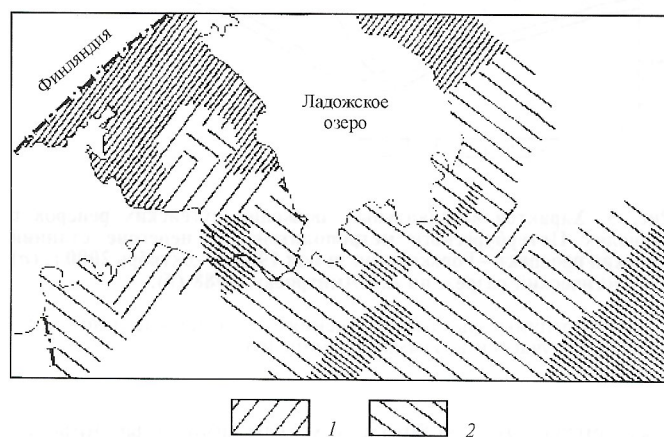


Рис. 4. Размещение участков с дифференциальным знаком современных вертикальных движений земной коры на территории Ленинградской области, по В.А.Ядуге, 2000:

1 — поднятия; 2 — опускания; сгущение штриховки — участки с повышенными скоростями тектонических движений

что граница раздела крупных участков с восходящими и нисходящими движениями совпадает с зоной сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской плиты, отмеченной флексурой Полканова. Такое положение границы раздела свидетельствует об унаследованности древних блоковых движений на современном этапе. Интенсивность движений в пространстве носит дифференцированный характер: на фоне лабильных блоков выделяются блоки относительно мобильные с многократно (2–3 мм/год) увеличенной усредненной скоростью вертикальных движений. В границах одного из мобильных, неустойчивых блоков расположен Санкт-Петербург, территория которого в настоящее время испытывает преимущественно нисходящие движения, эпицентр которых находится в западной части города [5].

Следует отметить, что показанные особенности тектонических движений обладают в целом интегральным характером, отражающим лишь многолетнюю тенденцию

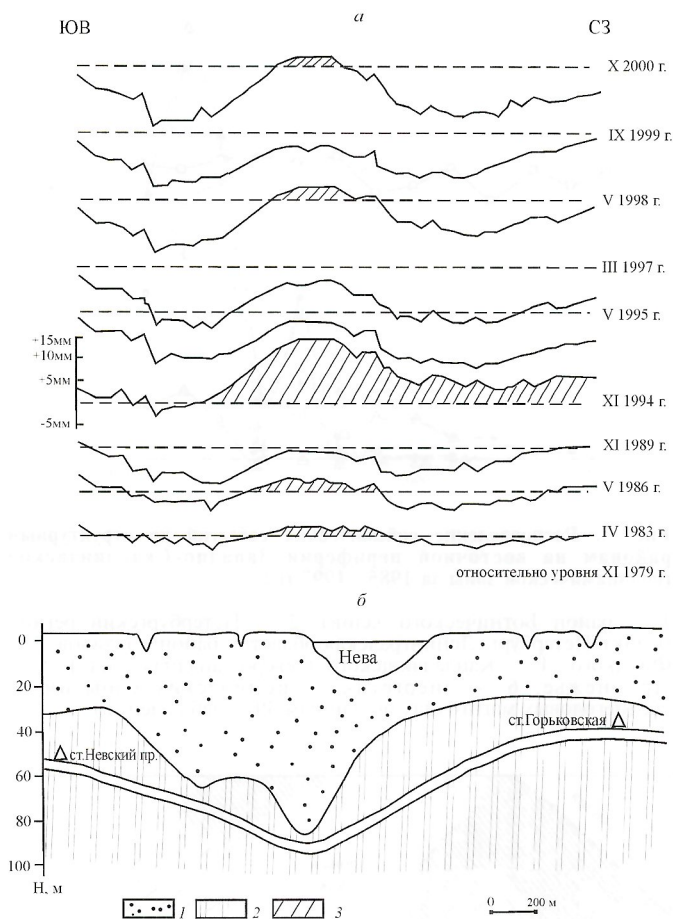


Рис. 5. Характер вертикальных движений путейских реперов в тоннелях Петербургского метрополитена на перегоне станций Невский проспект—Горьковская за май 1983 г.—октябрь 2000 г. (а) и геологический разрез, по А.А.Дмитриеву, 1988 (б):

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — вендские отложения, глины; 3 — участки воздымания тоннелей

тектонизма. Это связано с тем, что повторные нивелировки на региональных ходах обычно проводят со значительным разрывом во времени (15—20 лет и более) и тем самым искажают реальную картину эпейрогенических (знакопеременных) движений. Такая картина отчетливо выявляется при детализации нивелировок, а также при проведении длительных, непрерывных гидрографических наблюдений на уровнемерных постах, позволяющих судить об изменчивости геоида. В связи с этим представляют интерес скорректированные с учетом случайных факторов результаты уровнемерного мониторинга 1910—1970 гг. на морских постах в лабяльном (Хельсинки—Ханко) и мобильном (Кронштадтский футшот) блоках [6]. Они показывают, что эпейрогенический процесс включает две составляющие — длиннопериодическую, которая принимается за основу при построении карт современных вертикальных тектонических движений, и короткопериодическую, не учитываемую на таких картах. В лабяльном блоке короткопериодические колебания имеют амплитуду до 5 мм, тогда как в мобильном блоке она как минимум на порядок выше. При этом тектонические движения могут испытывать активизацию продолжительностью 10 лет и более, в течение которых контрастность короткопериодических колебаний многократно возрастает.

Характер проявления короткопериодических колебаний наглядно иллюстрируется данными многократных

нивелировок повышенной детальности на дневной поверхности и в тоннелях Петербургского метрополитена (рис. 5). В работах [3, 4] показаны динамика и структурно-тектоническая упорядоченность колебательного процесса, развивающегося до начала, в ходе аварии и в течение минимум двух лет после ее ликвидации. Сходные закономерности, выявленные при детальном изучении деформаций жестких тоннельных конструкций метрополитена на перегоне станций Невский проспект—Горьковская, приведены на рис. 5. Это позволяет сделать важный вывод о том, что поверхностные деформации, носящие систематический и структурно упорядоченный характер, вызваны эндогенными причинами. Тоннели пройдены на глубине до 100 м в толще высоко литифицированных вендских глин. Столь значительная заглубленность тоннелей обусловлена необходимостью обхода зоны влияния тектоногенной палеодолины, представляющей, как известно [1], потенциально опасный структурный элемент территории. Характер эпейрогенических, колебательных движений неоднороден во времени (см. рис. 5): наряду с периодами слабоамплитудных подвижек выделяются фазы резкого увеличения их размаха (до 16 мм), относящиеся к октябрю 1994 г.—маю 1995 г. На период октябрь 1989 г.—май 1995 г. приходится двухкратная смена знака движений. Менее значительные инверсии происходили и после 1995 г., подчеркивая волновой характер активизационных процессов. Колебательные движения преимущественно положительного знака приурочены к зоне тальвега палеодолины, а краевые градиентные зоны структурно тяготеют к ее прибортовым частям, вероятно, тектонически ослабленным.

Сходные структурно-тектонические особенности установлены и на других перегонах метрополитена в зонах, осложненных палеодолинами и сопутствующими тектоническими нарушениями (станции Василеостровская—Гостинный Двор, Площадь Ленина—Чернышевская и др.) При этом в ряде случаев (например, на перегоне станций Василеостровская—Гостинный Двор) вертикальные тектонические движения достигают 29 мм при деформационном пороге бетонных конструкций 60 мм. Опасность колебательных движений состоит в их деструктивном влиянии на строительные материалы (эффект «усталости») и формировании зон физико-механической неустойчивости несущих грунтов, особенно четко проявленных в глинистых разностях, заполняющих тектоногенные палеодолины и эрозионные врезы.

Масштабность проявления [2] и недостаточная изученность древних долин и врезов выдвигают их в разряд первоочередных объектов инженерно-геологических исследований и мониторинга. В программе этих работ важное место должно быть отведено геодинамическому прогнозу. С этой целью наряду с уже ведущимся в Петербурге газогидрогеологическим мониторингом может быть использована намечаемая синхронизация активизационных периодов сейсмичности и эпейрогенеза: существенное нарастание сейсмической активности на восточной периферии главной Западно-Скандинавской геодинамической зоны началось после 1989 г. (см. рис. 3) и совпало с периодом контрастной инверсии эпейрогенеза (см. рис. 5). Совпал и характер развития обоих процессов, максимум которых относится к 1995—1996 гг. Этот же период отмечен крупными эксцессами на инженерных объектах повышенного геоэкологического риска — аварией в Петербургском метро (декабрь 1995 г.), резким увеличением напора подземных вод на полигоне Красный Бор, сопровождавшимся массовым выносом захороненных жидких токсичных промышленных отходов за пределы промплощадки полигона. Примечательно также, что в 1996 г. наблюдался и максимальный газовый поток по радону в районе упомянутой аварии.

Намечаются и некоторые другие особенности развития сейсмичности, имеющие прогнозное значение: вид временного распределения землетрясений на восточной периферии и в осевой части Западно-Скандинавской зоны тождественны друг другу при запаздывании относительно событий в главной зоне на 4–5 лет. Такое запаздывание, по-видимому, связано с закономерностями волнового распространения напряжений в земной коре, возникающих в главной зоне. В прикладном отношении существенно, что данная зона — источник оперативно регистрируемой сейсмической информации, непрерывно пополняющей базу сведений в Интернете и, следовательно, широко доступную для анализа.

Из материалов данной статьи можно сделать следующие выводы.

1. Сейсмичность Петербургского региона сопряжена с функционированием Западно-Скандинавской геодинамической зоны коллизионного типа.

2. Землетрясения Фенноскандии и ее обрамления не представляют серьезной опасности.

3. Сейсмотектоника может служить показателем состояния эндогенной тектонической активности территории, в частности, эпейрогенеза.

4. Эпейрогенетические движения включают две составляющие — длиннопериодическую, отражаемую на картах современных вертикальных движений земной коры, и короткопериодическую, не учитываемую на таких картах. Периоды тектонической активизации отмечены резким усилением контрастности короткопериодических колебаний.

5. В период тектонического оживления потенциальную геозоологическую опасность представляют эпейрогенетические движения на активизированных участках специфических структур — тектоногенных палеодолин и палео-

врезов, а также сопряженных с ними узлов пересечения разломов, особенно в периоды инверсии контрастных движений.

6. Указанные структуры и негативные процессы должны служить главными объектами геодинамического мониторинга, прежде всего в районах размещения инженерно-строительных объектов. Особого внимания при этом заслуживает совершенствование методов прогноза активизации эндогенных геологических процессов по критерию изменчивости сейсмичности в Западно-Скандинавской геодинамической зоне. Кроме того, актуальна корректировка СНИП в плане учета геодинамического фактора, что требует соответствующих исследований.

Выражаем признательность В.Л.Горшкову и Р.А.Матюхову за продуктивное обсуждение материалов статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дашко Р.Э., Малов Н.Д. Инженерно-геологические аспекты аварии в Петербургском метро // Разведка и охрана недр. 1997. № 3. С. 33–34.
2. Малаховский Д.Б., Федоров Б.Г. О генезисе и возрасте переуглублений на Севере Европы // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М., 1984. С. 134–140.
3. Малов Н.Д. О причинах аварии в Петербургском метро // Мисснерал. 1999. № 2 (3). С. 44–47.
4. Пекельный В.И., Малов Н.Д., Дверницкий Б.Г., Матюхов Р.А. Роль геодинамического фактора в развитии аварийной ситуации в Петербургском метро // Разведка и охрана недр. 1998. № 7–8. С. 60–62.
5. Шабаров С.Н. Современные вертикальные движения земной поверхности в районе Ленинграда // Состояние урвнемрных наблюдений и проблема Кронштадского футштока. М., 1986. С. 65–72.
6. Якубовский О.В. Урвнемрные наблюдения Кронштадского футштока // Состояние урвнемрных наблюдений и проблема Кронштадского футштока. М., 1986. С. 59–63.

Геоэкология

УДК 55; 504; 574; 624.131

© Д.Г.Зилинг, М.А.Харькина, В.А.Осиюк, 2001

Эколого-геодинамическая оценка юго-западной части Восточно-Европейской платформы

Д.Г.ЗИЛИНГ, М.А.ХАРЬКИНА (МГУ им. М.В.Ломоносова), В.А.ОСИЮК (Институт геофизики и геологии АН РМ)

Экологическая геодинамика — один из разделов экологической геологии [19], решающий задачи, связанные с изучением воздействия природных и антропогенных геологических процессов на биоту, включая человека. Другими словами, в отличие от традиционной геодинамики, оценивающей современное состояние геологической среды или степень ее измененности при проявлении геологических процессов, экологическая геодинамика, как и вся экологическая геология в целом, изучает воздействие «неживого» на «живое».

В качестве объекта эколого-геодинамических исследований была выбрана юго-западная периферия Восточно-Европейской платформы на стыке со Скифской — территория Республики Молдова. Данная территория выбрана не случайно. В отличие от других частей Восточно-Европейской платформы она тектонически активна [2], разнообразна в геоморфологическом отношении (сочетание эрозионных и аккумулятивных форм рельефа), характеризуется широким спектром геологических процессов природного и антропогенного происхождения. Молдова — место многовекового расселения

человека и интенсивного хозяйственного воздействия на природную экосистему. При выборе территории учитывалось и наличие информации, необходимой для составления эколого-геодинамических карт, включающей и медико-биологические исследования. Опираясь на эти данные, и была составлена карта эколого-геодинамического районирования масштаба 1:1 500 000. Это скорее карта-макет, позволившая на конкретной территории и для конкретных природных условий разработать подходы к составлению оценочных эколого-геологических карт платформенных территорий.

Основной принцип эколого-геодинамического районирования — выделение территориальных единиц, однородных как по интенсивности проявления природных и антропогенных геологических процессов, так и экологическим последствиям их воздействия на человека и экосистему. Такие территориальные единицы обособили, вычленили территории однородные по состоянию абиотической и биотической компонент экосистемы. Территориальные единицы были выделены по следующим признакам: структурно-тектоническим → мор-

фологическим→геоморфологическим→функциональному использованию земель. Кроме того, дополнительно приводилась информация по литологии и почвам.

Выделение тектонических структур позволило обособить территории, отличающиеся по сейсмической активности; морфологических структур — набором (комплексом) экзогенных геологических процессов; геоморфологических структур — по геологическому разрезу, характеру почвенного покрова и интенсивности проявления геологических процессов. Выделение типов функциональной организации территории способствовало определению в их пределах плотности населения и характера преобладающей застройки, позволивших оценить последствия землетрясений для населения, а для экосистемы — антропогенный фактор, способствующий активизации негативных геологических процессов (площадная эрозия, оврагообразование).

Учитывая сельскохозяйственную специализацию территории, объектом исследования были выбраны самые верхние слои литосферы мощностью первые десятки метров. В процессе исследований необходимо было оценить, насколько сильно верхние слои литосферы затронуты геологическими процессами и каковы экологические последствия их развития, определяющие уровень безопасности и комфортности проживания населения.

По степени экологической опасности геологические процессы были подразделены на две группы: опасные, представляющие угрозу жизни человека и существованию биоты, и неблагоприятные, ухудшающие качество природной среды, комфортность проживания человека и существования биоты. Среди широко распространенных и экологически значимых геологических процессов на территории Молдовы к первой группе отнесены землетрясения, ко второй — плоскостная и овражная эрозии, оползни, карст (сульфатный и карбонатный) и просадки.

Воздействие геологических процессов на литосферу и ее компоненты оценивалось по комплексу традиционных количественных показателей, а оценка экологических последствий их проявления потребовала выработки «новых точек отсчета» раздельно для безопасности и комфортности проживания населения и экосистемы в целом.

В качестве критериев оценки (таблица) эколого-геологических условий верхних горизонтов литосферы с ранжированием по четырем классам состояния рассматривались сейсмическая балльность, пораженность территорий геологическими процессами, увеличение площади поражения в год, глубина смыва почвенного горизонта, пространственная неоднородность при сильной степени локального карстопроявления, ожидаемая просадочность, а при оценке биотической компоненты экосистемы — плотность населения на территориях различной функциональной организации, человеческие жертвы при землетрясениях, комфортность проживания человека в зависимости от изменения плодородия почв от потенциального и степень нарушения экосистемы в целом. Четвертый класс катастрофического состояния среды и соответствующая ему зона экологического бедствия на территории Молдовы при обзорном масштабе картографирования не зафиксированы.

С учетом выбранных критериев оценки эколого-геологической обстановки и была составлена карта эколого-геодинамического районирования юго-западной части Восточно-Европейской платформы (рисунок). Штриховкой на карте показаны классы состояния эколого-геологических условий и соответствующие им зоны нарушения экосистем, а цифрами и буквами в виде дробей обозначены основные оценочные параметры.

В результате на карте выделены 35 таксонов типологического районирования. Для краткости изложения они объединены в четыре группы по принципу функциональной принадлежности территории, во многом определившей условия комфортности проживания людей и состояние экосистемы. В пределах этих групп описание дано применительно к каждому геологическому процессу, чтобы оценить его «вклад» в экологическую обстановку территории.

Сельскохозяйственный тип территорий. По способу возделывания и использования земли подразделен на два подтипа: пашни и многолетние насаждения, включая сенокосы и пастбища. Площадь сельхозугодий занимает около 78%, из них на пашни приходится 60%, а на многолетние насаждения 40% [1]. С экологических позиций, на сельскохозяйственных угодьях наибольшую угрозу для биоты представляет плоскостная эрозия. Для человека это выражено в снижении плодородия почв и трудностях получения высоких урожаев. По данным работы [9], уменьшение мощности почвенного горизонта лишь на 1 см приводит к потере 120 т ценного плодородного слоя с 1 га, на образование которого ушли столетия. Природные условия территории способствуют усиленному развитию плоскостной эрозии: склоны круче 5° занимают 20% территории, а интенсивность летних ливней достигает 8—10 мм/мин, при этом слой осадков составляет 80—120 мм за один дождь. Пропашные культуры слабо защищают почву от эрозии — всего лишь на 12—17% по сравнению с лесом или многолетними травами [13].

Неудовлетворительное состояние эколого-геологических условий (зона экологического кризиса) установлена для Молдавской плиты на Центрально-Молдавской возвышенности, а также Нижнеднестровской равнине, где применяется интенсивное орошение земель (таксоны $MI_1^n - \Phi_3$, $MI_4^n - \Phi_2$, $MI_6^a - \Phi_2$ и $MI_6^a - \Phi_3$). Здесь смыв почвенного горизонта составляет 100—200 т/га в год. При оценке биотической компоненты экосистемы такие земли принадлежат к зоне нарушения — кризис. Для человека это выражено в резком снижении комфортности проживания, а для экосистемы — в потере устойчивости с возникновением труднообратимых нарушений, связанных с глубокой деградацией почвенного покрова и снижением плодородия почв до 65—25% от потенциального.

Значительно воздействуют на сформировавшиеся экосистемы сельскохозяйственного типа оползни. Они распространены повсеместно и являются одним из рельефообразующих факторов. В настоящее время в регионе насчитывается 10 000 различных по форме и механизму смещения современных оползней. Их широкое распространение обусловлено наличием благоприятных природных условий (особенностями климата и геологического, гидрогеологического и геоморфологического строения), а также интенсивной хозяйственной деятельностью человека, связанной с подрезкой склонов, рубкой древесно-кустарниковой растительности, оросительными мероприятиями, добычей глин в основании склонов и песка из стенок отрыва древних оползней и другими причинами [12]. Вследствие активизации оползней каждые 2—3 года выводятся из оборота от 2 до 10 тыс. га плодородных почв и ценнейших земель [16]. Причем этот процесс идет с нарастающей скоростью: в 1971 г. активными оползнями было занято 22 тыс. га, а в 1986 г. — уже 40 тыс. га. На оползневых склонах разрушается почвенный покров и снижается потенциальное плодородие почв. По данным Е.И.Лейба [10], на таких участках в приповерхностных горизонтах почв на 0,2—0,5% уменьшается содержание гумуса, на 0,02—0,1%

Критерии оценки эколого-геодинамического состояния территории по экологически значимым процессам

Класс состояния эколого-геологических условий верхних горизонтов литосферы	Критерии оценки эколого-геодинамического состояния												Экологические последствия для человека для экосистемы	Зоны нарушения экосистем		
	Опасные			Неблагоприятные												
	Землетрясения			Оползни		Овражная эрозия		Плоскостная эрозия		Просадки	Карст					
	Балльность по MSK-64 человеческие жертвы															
	Для города с многоэтажной застройкой (тип В)	Для сельской местности с одноэтажной застройкой (типы А и Б)	Для ненаселенной местности	Пораженность территории, %	Увеличение площади поражения, % в год	Плотность оврагов, шт/км²	Скорость роста оврагов, м/км в год	Смыв почвенного горизонта, т/га	Плодородие почв от потенциального, %	Ожидаемая просадка при увлажнении, см	Плотность карстопроявления, шт/1000 км²	Пространственная неоднородность при сильной степени нарушения, %			От воздействия опасных процессов	От воздействия неблагоприятных процессов
Удовлетворительное	1	1–5	≤8 —	<5	<1	<0,3	<1	<10	>85	<5	<10	<5	Практически отсутствуют	Не проявляются	Не проявляются	Норма (Н)
Условно удовлетворительное	2–5	6–8 —	—	5–25	1–2	0,3–1	1–5	10–100	65–85	>5	10–100	>20	Чувство неуверенности, страха	Снижение комфортности проживания	Нарушение стабильности экосистемы	Риск (Р)
Неудовлетворительное	6–8 Сотни	—	—	>25	>2	—	—	100–200	25–65	—	>100	>30	Испуг, паника, возможные человеческие жертвы	Дискомфорт проживания, перенос ряда населенных пунктов	Труднообратимые нарушения экосистем; глубокая деградация	Кризис (К)

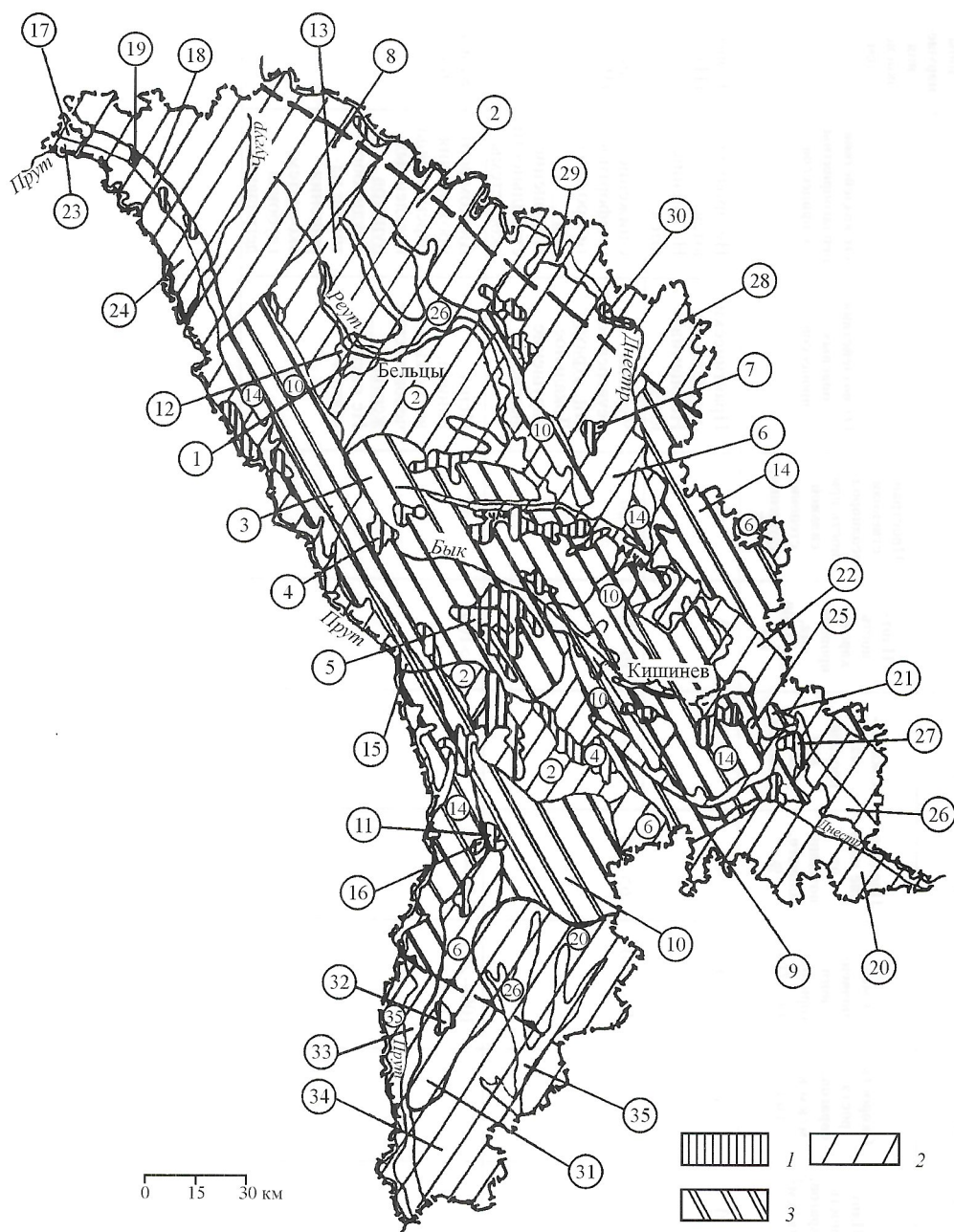


Схема эколого-геодинамического районирования юго-западной части Восточно-Европейской платформы:

класс состояния эколого-геологических условий и соответствующие им зоны нарушения экосистем: 1 — удовлетворительного состояния и экологической нормы, 2 — условно удовлетворительного состояния и экологического риска, 3 — неудовлетворительного состояния и экологического кризиса; **литер типологической территориальной единицы районирования** (числитель): **тектонические структуры:** М — Молдавская плита Восточно-Европейской платформы, У — Украинский щит Восточно-Европейской платформы, С — Преддубружская впадина Скифской платформы; **морфоструктуры 1 порядка:** I — эрозионно-денудационные возвышенности, II — эрозионно-денудационные равнины, III — эрозионно-аккумулятивные равнины; **геоморфологические структуры 2 порядка (нижний индекс):** 1 — холмисто-грядовые сильнорасчлененные возвышенности плиоценового возраста, 2 — волнисто-грядовые возвышенности плиоценового возраста, 3 — увалистые слаборасчлененные возвышенности миоценового возраста, 4 — волнистые среднерасчлененные низменные равнины плиоценового возраста, 5 — увалистые слаборасчлененные низменные равнины плиоценового возраста, 6 — аллювиальные среднерасчлененные низменные равнины плиоценового возраста, 7 — лёссовые слаборасчлененные низменные равнины плиоценового возраста, 8 — аллювиальные слаборасчлененные низменные равнины плейстоценового возраста, 9 — аллювиальные слаборасчлененные низменные равнины голоценового возраста; **преобладающий тип пород в зоне аэрации (верхний индекс):** п — переслаивание песков, глин и алевролитов, г — гипсы с прослоями глин, и — известняки с прослоями мергелей и глин, а — галечники, пески и суглинки; **функциональная организация территорий:** ф₁ — промышленно-урбанистические, ф₂ — сельскохозяйственные, пашня более 60% общей площади сельхозугодий, ф₃ — сельскохозяйственные, многолетние насаждения, сенокосы и пастбища, ф₄ — лесохозяйственные, ф₅ — природоохранные; **оценка зон нарушения экосистем через последствия проявления геологических процессов** (знаменатель): К — кризис, Р — риск, Н — норма; **геологические процессы:** 3 — землетрясения, Ка — карст, Оп — оползни, Пр — просадки, Эо — эрозия овражная, Эп — эрозия плоскостная; **цифры в кружках** — таксоны типологического районирования: 1 — $MI_1^n - \Phi_1 / K_3 P_{Op}$, 2 — $MI_2^n - \Phi_2 / P_{3,Op,Эо,Эп}$, 3 — $MI_3^n - \Phi_3 / K_{Эп} P_{3,Op,Эо}$, 4 — $MI_4^n - \Phi_4 / H_{3,Op,Эп,Эо}$, 5 — $MI_5^n - \Phi_5 / H_{3,Op,Эо,Эп}$, 6 — $MI_6^n - \Phi_6 / P_{3,Op,Эо,Эп}$, 7 — $MI_7^n - \Phi_7 / H_{3,Op,Эо,Эп}$, 8 — $MI_8^n - \Phi_8 / P_{3,Op,Эо,Эп}$, 9 — $MI_9^n - \Phi_9 / K_3 P_{Op}$, 10 — $MI_{10}^n - \Phi_{10} / K_{Эп} P_{3,Op,Эо}$, 11 — $MI_{11}^n - \Phi_{11} / H_{3,Op,Эп,Эо}$, 12 — $MI_{12}^n - \Phi_{12} / K_3 H_{Op}$, 13 — $MI_{13}^n - \Phi_{13} / P_{3,Эп} H_{Op,Эо}$, 14 — $MI_{14}^n - \Phi_{14} / K_{Эп} P_{3,Op,Эо}$, 15 — $MI_{15}^n - \Phi_{15} / P_{3,Op,Эп,Эо,Ка}$, 16 — $MI_{16}^n - \Phi_{16} / H_{Эп,3,Op,Эо,Ка}$, 17 — $MI_{17}^n - \Phi_{17} / P_{3,Op,Ка,Эп} H_{Эо}$, 18 — $MI_{18}^n - \Phi_{18} / P_{3,Op,Эп} H_{Эо,Ка}$, 19 — $MI_{19}^n - \Phi_{19} / P_{3,Эп,Op} H_{Op,Эо}$, 20 — $MI_{20}^n - \Phi_{20} / P_{3,Эп,Op} H_{Op,Эо}$, 21 — $MI_{21}^n - \Phi_{21} / K_3 H_{Op}$, 22 — $MI_{22}^n - \Phi_{22} / P_{3,Эп} H_{Эо,Op}$, 23 — $MI_{23}^n - \Phi_{23} / P_{3,Эп,Ка} H_{Эп,Op}$, 24 — $MI_{24}^n - \Phi_{24} / P_{3,Эп,Op} H_{Op,Эо,Ка}$, 25 — $MI_{25}^n - \Phi_{25} / K_3 P_{Op}$, 26 — $MI_{26}^n - \Phi_{26} / P_{3,Op} H_{Эо}$, 27 — $MI_{27}^n - \Phi_{27} / H_{3,Op,Эо}$, 28 — $U_{18}^n - \Phi_{28} / P_{3,Эп,Эп} H_{Op}$, 29 — $U_{18}^n - \Phi_{29} / P_{3,Эп,Эп} H_{Op}$, 30 — $U_{18}^n - \Phi_{30} / H_{3,Op,Эо,Эп}$, 31 — $CI_1^n - \Phi_{31} / P_{3,Op,Эп} H_{Эо}$, 32 — $CI_2^n - \Phi_{32} / H_{3,Op,Эп,Эп}$, 33 — $CI_6^n - \Phi_{33} / P_{3,Эп} H_{Op,Эо}$, 34 — $CI_7^n - \Phi_{34} / P_{3,Эп,Пр} H_{Эо,Op}$, 35 — $CI_9^n - \Phi_{35} / P_{3,Op,Эп}$

общего азота и других полезных компонентов. В результате активизации оползней многие многолетние культуры погибают или находятся в неудовлетворительном состоянии [12]. В 1985 г. они составили 18,5% многолетних культур, посаженных в 1979–1985 гг. Известны случаи [14] полной потери урожая винограда и многолетних трав после раскорчевки лесополосы и потери устойчивости оползневого склона площадью 60 га. Эту локальную территорию можно классифицировать как зону экологического бедствия.

Условно удовлетворительное состояние эколого-геологических условий (зона экологического риска), когда оползнями поражено 5–25% площади, и площадь поражения каждый год увеличивается на 1–2%, характеризует почти всю территорию Молдавской плиты (таксоны $MI_1^n - \Phi_2$, $MI_1^n - \Phi_3$, $MI_2^n - \Phi_2$, $MI_4^n - \Phi_2$, $MI_6^n - \Phi_2$, $MI_6^n - \Phi_2$, $MI_6^n - \Phi_2$, $MI_6^n - \Phi_3$, $MI_9^n - \Phi_2$) за исключением увалистой слаборасчлененной возвышенной равнины миоценового возраста, расположенной на севере региона. В пределах Украинского щита и Преддубровской впадины оползни развиты на локальных участках и отличаются слабой интенсивностью, что определяет удовлетворительный класс эколого-геологического состояния верхних горизонтов литосферы (таксоны $U_6^n - \Phi_2$, $U_8^n - \Phi_2$, $SI_6^n - \Phi_2$, $SI_7^n - \Phi_2$, $SI_9^n - \Phi_2$).

Овражная эрозия так же, как и оползни, влияет на состояние экосистем. Ежегодно за счет оврагообразования исключаются из сельскохозяйственного оборота около 500 га сельхозугодий [13]. Овраги расчленяют угодья на множество отдельных участков, что затрудняет обработку полей. Условно удовлетворительное состояние эколого-геологических условий (зона экологического риска), когда плотность оврагов составляет 1 шт/км², отмечено на Украинском щите вдоль долины Днестра и на Кодринской и Приднестровской возвышенностях Молдавской плиты (таксоны $MI_1^n - \Phi_3$, $MI_2^n - \Phi_2$, $U_6^n - \Phi_2$, $U_8^n - \Phi_2$).

Просадки на сельскохозяйственных территориях связаны с лёссовыми породами, развитыми на юге региона [11]. Ожидаемая просадочность здесь составляет 5–10 см, что соответствует классу условно удовлетворительного состояния верхних слоев литосферы и соответственно зоне экологического риска экосистемы (таксоны $MI_7^n - \Phi_2$, $SI_7^n - \Phi_2$).

Сульфатный карст на территории Молдовы ограниченно распространен на северо-западе республики. В непосредственной близости от разрабатываемого гипсового месторождения Крива число воронок составляет 24 на 1 км² [5]. Отмечены воронки современного и древнего происхождения. Первые характеризуются небольшим размером (2–15 м), но значительной глубиной (5–8 м). Вторые в результате продолжительной денудации приняли блюдцеобразную форму. Диаметр их 20–30 м, а глубина 3–4 м. Поверхностные формы карста существенно осложняют выпас скота и обработку земли, а попытка полива посевов в 1960–1965 гг. минеральными водами из Кривского карьера привела к вторичному засолению и снижению плодородия почв [4]. Однако число воронок резко снижается с увеличением расстояния от месторождения. С учетом пространственной неоднородности карстопроявления [18] интенсивность сульфатного карста оценивается как условно удовлетворительный класс эколого-геологического состояния верхних горизонтов литосферы и соответственно как зона экологического риска для экосистемы (таксоны $MI_6^n - \Phi_2$, $MI_8^n - \Phi_2$).

Карбонатный карст в регионе развит слабо, т.к. значительная часть известняков перекрыта мощной толщей песчано-глинистых отложений. Плотность карстопроявления составляет менее 10 штук на 1000 км²

[8]. Однако комфортность проживания населения в закарстованных районах, особенно в долине р.Прут, снижается в связи с трудностями водоснабжения за счет глубокого дренажа подземных вод в закарстованных толщах [5]. Интенсивность проявления карбонатного карста оценивается как класс удовлетворительного эколого-геологического состояния, соответствующий зоне нарушения экосистем — норма (таксоны $MI_6^n - \Phi_2$, $MI_8^n - \Phi_2$).

Землетрясения, как было сказано, относятся к опасным геологическим процессам. Однако на сельскохозяйственных территориях с преобладающей одноэтажной застройкой типа А и Б по шкале MSK-64 и невысокой плотностью населения землетрясения даже силой 8 баллов не приводят к катастрофическим последствиям с большим числом человеческих жертв. Например, 4 марта 1977 г. произошло сильное землетрясение магнитудой 7,2 с глубиной эпицентра 120 км в районе гор Вранча (Румыния). На территории Молдовы фоновая сейсмическая интенсивность колебаний составила 6–7 баллов, а локальная — 5–8 баллов. Человеческих жертв в Молдове, включая наиболее опасную территорию Скифской платформы, не было, хотя многие здания в районных центрах Кагул, Комрат, Чадыр-Лунга получили повреждения [15]. Эколого-геологические условия на сельскохозяйственных территориях при сейсмической интенсивности колебаний 6–8 баллов оцениваются как класс условно удовлетворительного состояния. Для человека экологические последствия выражаются в эпизодическом психологическом воздействии, возникновении чувства неуверенности и страха, а для экосистемы — в активизации оползневых процессов и незначительной деградации земель. Это позволяет оценивать эти районы как зоны экологического риска.

Промышленно-урбанистический тип территории. К нему отнесены территории крупных городов: Кишинев (665 тыс. жителей), Бельцы, Бендеры и Тирасполь (с числом жителей от 100 до 500 тыс.) с промышленными зонами (таксоны $MI_1^n - \Phi_1$, $MI_4^n - \Phi_1$, $MI_5^n - \Phi_1$, $MI_8^n - \Phi_1$ и $MI_9^n - \Phi_1$). Эколого-геологические условия на этих территориях определяются, по имеющейся у нас информации, воздействием землетрясений и оползней.

Наибольшую экологическую опасность представляют собой землетрясения. По данным работы [7], с 1790 по 1940 г. на территории Молдовы отмечены 232 землетрясения, или в среднем 1,5 землетрясения в год. При этом 8–9-балльные землетрясения происходят в среднем 1 раз в 17 лет, 7-балльное — 1 раз в 15 лет, 6-балльное — 1 раз в 7 лет. Разрушительные землетрясения приводят к человеческим жертвам, как это было в Кишиневе при 8-балльном землетрясении 10 ноября 1940 г. [17]. В соответствии со схемой сейсмического микрорайонирования г.Кишинев к 8-балльной зоне отнесены поймы рек, участки, сложенные песчано-глинистыми отложениями с глубиной залегания грунтовых вод менее 4 м, крутые эрозионные склоны долин рек с глубиной залегания грунтовых вод менее 8 м и оползневые склоны. Зоны с 8-балльной интенсивностью землетрясений выделены также в г. Бендеры [3] и Бельцы [15]. На городских территориях сейсмические колебания 6–8 баллов вызывают резкий дискомфорт проживания населения — беспокойство, испуг и панику, а при разрушении зданий человеческие жертвы могут достигнуть нескольких сотен. Эколого-геологические условия при землетрясениях такой интенсивности оцениваются как класс неудовлетворительного состояния, который соответствует зоне нарушения экосистем — кризис [20].

Существенный дискомфорт проживания в городах Молдовы связан с проявлением оползневого процесса.

Сход крупных оползней, приведших к человеческим жертвам, в данном регионе не зафиксирован. Тем не менее, проблема устойчивости городских зданий в связи с активизацией оползней здесь стоит достаточно остро. По данным работы [6], в г. Кишинев насчитывается около 60 оползней, и более 50 населенных пунктов подлежат полному переносу из-за экономической нецелесообразности выполнения защитных противооползневых мероприятий. Интенсивность проявления оползневого процесса на промышленно-урбанистических территориях оценивается как класс условно удовлетворительного состояния верхних слоев литосферы, соответствующей зоне нарушений экосистем — риск.

Лесохозяйственный тип территорий. Расположен в основном в центральной части региона и по долинам крупных рек Прут и Днестр (таксоны $MI_1^n - \Phi_4$, $MI_2^n - \Phi_4$, $MI_4^n - \Phi_4$, $MI_6^n - \Phi_4$, $MI_9^n - \Phi_4$, $MI_{10}^a - \Phi_4$, $U_{18}^a - \Phi_4$, $CI_1^n - \Phi_4$). Они занимают всего лишь 10% площади республики.

На этих территориях развиты почти все перечисленные процессы, но их интенсивность и экологические последствия проявления не отклоняют существование биоты от нормы. Что касается проживания человека, то лесохозяйственные территории отнесены к почти ненаселенной местности, где капитальные сооружения, за редким исключением, отсутствуют. Поэтому даже при разрушительных землетрясениях в 8 баллов воздействие на человека практически исключается. Класс эколого-геологических условий на всех лесохозяйственных территориях оценивается как удовлетворительный и соответствует зоне экологической нормы.

Природоохранный тип территорий. Расположен на Центрально-Молдавской возвышенности, где в 1971 г. был организован заповедник Кодры (таксон $MI_1^n - \Phi_3$). Заповедник — зонально-репрезентативный и обладает свойствами естественного эталона. В заповеднике обитают 17 из 18 редких и исчезающих видов зверей и птиц, распространенных ранее на территории Молдовы. К ним отнесены такие млекопитающие, как степной хорь, лесной кот, лесная куница; из птиц — черный аист (3 пары), большой подорлик (5 пар), филин (10 пар) и др.

Эколого-геологические условия определяются воздействием землетрясений, оползней, плоскостной и овражной эрозий. Интенсивность проявления этих геологических процессов соответствует классу удовлетворительного состояния литосферы и обеспечивает комфортное существование биоты.

Сопряженный учет проявления рассмотренных геологических процессов и их воздействия на литосферу и экосистему применительно для каждого таксона районирования позволил дать его оценку по наилучшему варианту.

Основная трудность при составлении карты эколого-геодинамического районирования юго-западной части Восточно-Европейской платформы — определение степени воздействия геологических процессов на экосистему. Наличие большого фактического материала по оценке геологических процессов не обеспечило перехода от компонентов литосферы на биоту. Поэтому при ранжировании территории по экологическим зонам использовались не только прямые критерии (площадные и геодинамические) состояния приповерхностной части литосферы, но и косвенные (снижение урожайности, тип застройки, плотность населения). Только это сочетание обусловило возможность составления карты эколого-геодинамического районирования. Такие карты отражают эколого-геологическую информацию (ведущие факторы экологического риска) и могут использоваться при

выработке экологической политики в регионах. Универсальность и простота представления эколого-геологической ситуации обеспечат их эффективное использование конкретным потребителем, принимающим управленческие решения различного уровня при планировании и проектировании объектов на территориях разнообразного функционального назначения.

Работа выполнена при поддержке Министерства природных ресурсов РФ в рамках договора «Содержание и методы составления эколого-геологических карт нового поколения».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Молдавской ССР. — М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1990.
2. Билински Г.М. Неотектоника Молдавии смежных районов Украины. — Кишинев: Штиинца, 1971.
3. Богуславский Ф.М., Ганебная А.Ф., Онофрей Н.И. и др. Сейсмическое микрорайонирование г. Бендер // Сейсмическое микрорайонирование. М., 1977. С. 212—219.
4. Верина В.Н., Ботнарь В.Б., Цариградский В.В. Минеральный состав вод Кривской карстовой пещеры // Географические исследования и территориальная организация хозяйства. Кишинев, 1983. С. 125—139.
5. Визуздаев С.Т. Карстовые явления в Молдавии // Изв. АН Молдавской ССР. 1963. № 8. С. 85—95.
6. Гончаров В.С., Мишалов В.М., Ткач В.М. Проблемы и состояние вопроса защиты населенных пунктов МССР от оползней, эрозии и подтопления // Народнохозяйственное освоение территории с развитыми опасными геологическими процессами в Молдавии. Кишинев, 1986. С. 37—40.
7. Друма А., Устинова Т., Жукин Ю. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Вып. II. — Кишинев: Карта Молдавия, 1964.
8. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстовые аварии и катастрофы как стихийные бедствия // Инженерная геология карста. Т. 1. Пермь, 1993. С. 231—236.
9. Котляц И.А. Проблемы охраны и рационального использования природных ресурсов Молдавской ССР // Охрана и рациональное использование природных ресурсов Молдавии. Кишинев, 1983. С. 3—26.
10. Лейб Е.И. О некоторых особенностях почвенного покрова на оползневых склонах // Оползни и борьба с ними: методы исследования и борьба с оползнями на территории Молдавской ССР. Кишинев, 1974. С. 115—117.
11. Олянский Ю.И. Лёссовые грунты юго-западного Причерноморья (в пределах Республики Молдова). — Кишинев: Штиинца, 1992.
12. Оползнеопасные территории Молдавии и их рациональное использование. — Кишинев, 1990.
13. Прогноз возможных изменений в природной среде под влиянием хозяйственной деятельности на территории Молдавской ССР. Этап 2. — Кишинев: Штиинца, 1986.
14. Рошка И.А., Булат И.П. О развитии оползней на территории совхоза-завода «Джамана» Новоанинского района // Оползни и борьба с ними: методы исследования и борьба с оползнями на территории Молдавской ССР. Кишинев, 1974. С. 21—22.
15. Саянов В.С., Богуславский Ф.М., Усманова М.Ш. Влияние грунтовых условий на сейсмическую интенсивность Карпатского землетрясения (4.03.1977г.) на территории Молдавии // Опыт сейсмического микрорайонирования в Молдавии. Кишинев, 1983. С. 3—34.
16. Смольников П.А. Опыт и дальнейшее направление работ по закреплению и сельскохозяйственному освоению оползневых земель // Народнохозяйственное освоение территорий с развитыми опасными геологическими процессами в Молдавии. Кишинев, 1986. С. 37—40.
17. Сухов И.М. Землетрясение 10 ноября 1940 г. в Молдавии и сопредельных областях и вопросы сейсморайонирования юго-западной части СССР // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 8. С. 93—98.
18. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. — М.: МГУ, 1997.
19. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Инженерная геология и экологическая геология: теоретико-методологические основы и взаимоотношение. — М.: МГУ, 1999.
20. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Красилова Н.С. Концептуальные основы эколого-геологического картографирования // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 1998. № 5. С. 61—71.

Кто есть кто: геологи и горные инженеры России

Л.В.ОГАНЕСЯН (МПР РФ)

К 300-летию горно-геологической службы России издательство «Гуманистика» выпустило библиографическую энциклопедию «Геологи и горные инженеры России». Это первое издание подобного рода, в котором сделана попытка концентрировать сведения о жизни и деятельности крупных ученых, практиков, первооткрывателей месторождений, руководителей и организаторов горно-геологического производства.

Энциклопедия, изданная тиражом 2500 экз., получила широкий отклик среди горно-геологической общественности и без сомнения имеет шансы в скором времени стать библиографической редкостью. Уже начата подготовка ее второго издания. Это обстоятельство, а также немаловажные содержательные особенности первого издания заставляют задуматься над теми изменениями и дополнениями, которые должны быть учтены во втором издании. Без сомнения, это неординарное издание будет «жить» десятки лет. Даже малейшие упущения, неточности и другие на первый взгляд незначительные огрехи в этом случае должны быть исключены. Такое незыблемое правило требует строгого соблюдения, когда речь идет о персоналиях. В такой ситуации «планка» ответственности очень высока. Ее надо или одолеть, или же отказаться от попытки.

Приступая к подготовке энциклопедии о персоналиях, в первую очередь необходимо определить рамочные критерии, строгое соблюдение которых обязательно, независимо от любых политических, должностных, карьерных, рекламных и иных обстоятельств. Такие издания принадлежат обществу, отдают дань памяти прошлому, оценивают настоящее, формируют историческую память будущего. Об этом надо помнить, быть в ответе за каждую точку и запятую. Мелочей в этом деле не бывает.

О каких же «мелочах» идет речь?

Начнем с главного. Персоналии охватывают диапазон от императора Петра Первого (он тоже отнесен к кагорте горных инженеров) и Президента России В.В.Путина до знатного бурового мастера и чиновника среднего ранга. Между ними поле крупных ученых, руководителей горно-геологической службы, первооткрывателей месторождений, знатных практиков.

В такой широте охвата на первый взгляд нет ничего плохого. Но и много НО.

География охвата определена самим названием энциклопедии. Но понятно и то, что горно-геологическая служба в Российской Империи и СССР была территориально и функционально теснейшим образом интегрирована. Многие крупнейшие геологи и горные инженеры, даже имея корни за пределами современной России, принадлежали единой школе, работали на благо единой страны. В большинстве случаев они получили профессиональное образование, ученые степени и звания в России, а своей деятельностью расширяли географию российской горно-геологической школы. Многие же русские (именно русские) геологи свою жизнь посвятили Казахстану, Средней Азии, Кавказу, работали и даже обосновались за пределами границ сегодняшней России.

Как же теперь определить географические границы для российских геологов и горных инженеров? В энцикло-

педии справедливо выбран путь широкого географического охвата, но выдержан он непоследовательно. В частности, весь Кавказ остался в глубокой тени.

Где же данные о таких крупных геологах, работавших на Кавказе, как Кашкой, Тварчелидзе, Мкртчян, Мовсесян, из наших современников — Т.В.Джанелидзе? Речь идет о звездах, равноправных представителях и убежденных последователях российской геологической школы, оставивших заметный след в изучении геологии, металлогении и рудоносности Средиземноморского пояса — эталонного региона альпийской складчатости.

Подбор персоналий — наиболее сложная проблема. Тут должны быть выдержаны как минимум две границы: с одной стороны, не упустить заслуженных, а с другой — соблюдать «весовые категории», не создавать диссонансы, «не разбавлять компанию».

К сожалению, в энциклопедии в той или иной степени нарушены эти граничные условия. Отсутствуют сведения о многих крупных геологах и горных инженерах. Всех перечислить невозможно, но вызывает недоумение отсутствие сведений о В.Н.Котляре, И.Ф.Григорьеве, Е.Е.Захарове, А.А.Якжине, Е.Я.Киевленко, С.А.Юшко, Б.Я.Меренкове, И.Ф.Романовиче, В.Н.Павлинове, К.Л.Пожарицком, М.П.Исаенко, В.В.Ляховиче, Л.Н.Хатчикове, В.С.Балицком, Ю.А.Литвине, Б.Н.Хахаеве, Г.В.Ручкине, получивших широкое признание как в нашей стране, так и за рубежом, но не нашедших место в энциклопедии. Всех не перечислишь.

Неполноту персоналий трудно объяснить ограничениями «снизу». Это очевидно хотя бы потому, что энциклопедия изобилует персоналиями, подобранными по сугубо должностному принципу, а иногда и конъюнктурным соображениям. Ряды чиновников переполнили страницы энциклопедии. Кстати, многие из них к моменту выхода энциклопедии по тем или иным причинам покинули свои посты. Называть фамилии в данном случае неуместно, поскольку в большинстве случаев речь идет об уважаемых специалистах. Не их вина, что между ними и безусловными классиками остались многие незаполненные страницы.

Огорчает другое. Широкая палитра новой волны чиновников вытеснила своих предшественников-геологов с большими заслугами, пришедших в сферу управления благодаря своему высокому авторитету в производственной и научной сферах. Удивляет отсутствие В.А.Максимова, В.Ф.Логинова, Р.А.Сумбатова, Э.А.Азроянца, И.Ф.Глумова.

Соблюдение равновесности статей о персоналиях — дело достаточно сложное, но оно во многом определяет ценность библиографической энциклопедии, образно говоря, ее морально-этическое лицо. Когда о О.Д.Левитском, В.Н.Лодочникове, Е.А.Радкевич и многих классиках сведения укладываются в пять—шесть строк, не раскрывая даже незначительной доли их заслуг, главное дело жизни, а статьи о современниках занимают чуть ли не полстраницы, невольно возникает чувство досады и недовольства.

Такая композиция не является результатом целевой установки. Просто опубликовано то, что было легко доступно. А на самом деле долг авторов энциклопедии

ческих изданий не только искать и найти информацию, но и переработать материалы по единой схеме, выявить главное дело каждого, кто удостоился чести найти место в престижном издании. К сожалению, эти принципы не выдержаны. Местами они заменены скучнейшим изложением автобиографий в сугубо бюрократическом стиле, составленных по канонам классических объективов «кадровиков». Много случаев, когда главное дело весьма авторитетных ученых и специалистов осталось в тени, а приведенный список литературы о них ущербный. Трудно удержаться от перечисления некоторых типичных примеров.

Что сказано о В.П.Бутузове? Куцая автобиография, взятая из личного листка по учету кадров. Ни одного слова о том, что он был руководителем школы, одним из создателей теории, техники и технологии получения монокристаллов искусственных алмазов, то, что благодаря титаническим усилиям Владимира Петровича страна имеет такой уникальный НИИ, как ВНИИСИМС. Да, многое из того, что сделал В.П.Бутузов не было опубликовано по соображениям, не имеющим отношение к науке. Но сейчас ведь можно и нужно отдать должное.

Иван Георгиевич Магакян — опять куца автобиография. Мало того, оказывается он «заложил основы систематических минералого-геохимических исследований в Армении». Вот и все: заложил основы, а где результат? Ни слова о том, что он автор монографии «Металлогения материков» — крупного, пожалуй, первого глобального металлогенического обобщения, изданного в конце 50-х годов. Ни слова о том, что учебник «Рудные месторождения» был написан им в начале 50-х, причем на русском языке, в годы, когда Иван Георгиевич преподавал этот курс в Ленинградском горном институте. А лишь позже, поочередно сменив семестры, совмещал преподавательскую деятельность как в Горном институте, так и в Ереванском госуниверситете, а также параллельно работал в АН Армении. Где же металлогенист И.Г.Магакян? Оказывается, он минералог-геохимик, издавший в 1961 г. в г.Ереван книгу «Рудные месторождения».

А как раскрыты заслуги наших современников — академиков РАН В.А.Жарикова, А.А.Маракушева и многих других? Никак: исследовал, работал, был директором, заведовал кафедрой. И ни одного слова о том, что благодаря их трудам Россия сохранила за собой завоеванное Д.С.Коржинским лидирующее положение в мире в области экспериментальной минералогии, петрологии, геохимии, теории рудо- и минералообразования, физико-химического моделирования геологических процессов.

Оказывается, даже Д.С.Коржинский — «один из основоположников физико-химической петрологии и минералогии, физической геохимии». Возникает вопрос:

много ли было таких гигантов, как Дмитрий Сергеевич, если он всего лишь один из них? Почему прямо не заявить о наших приоритетах и их создателях?

Имеются также чисто технические огрехи, которые, как правило, возникают при спешке, нарушении апробированной технологии редакции и корректуры текстов.

В статье об А.Д.Виниусе отсутствует начало. Фото академика А.П.Виноградова помещено в статье о В.Н.Виноградове. Отсутствуют фотографии многих знаменитых ученых и практиков. Хотя при некотором упорстве их можно было бы получить. Информация по единому стандарту практически не обработана и помещена в энциклопедии в первичном виде.

Оправдания на этот счет в разделе «К читателям (предисловие)», во-первых, неуместны, во-вторых, не спасают ситуацию. Энциклопедия издана и расходится. А носителем исторической памяти является книга, и тем более — справочно-энциклопедическая.

Невольно возникает вопрос, как дальше поступить? Ответ однозначный: энциклопедию нужно переиздавать, но с существенными изменениями и дополнениями. Переиздавать даже ради того, чтобы увести в тень первое издание. Необходимо уточнить и дополнить персоналии, пойти по пути не только дополнения, но и исключения. Нужно установить четкие критерии выбора: крупные ученые, включая всех членов РАН, руководители и заместители руководителей геологической службы России, первооткрыватели уникальных и крупных месторождений, заслуженные геологи, заслуженные деятели науки и техники, Герои Социалистического Труда и Герои России, лауреаты престижных премий, руководители и заместители руководителей общественных организаций геологического и горного профилей. Этот перечень может быть дополнен и уточнен, но с полным исключением должностного и конъюнктурного подхода.

Представленные организациями, группами или частными лицами материалы должны быть переработаны по единому стандарту. Решительный отказ от пересказа автобиографий, за исключением указаний на знаковые даты.

Необходимо уточнить литературу о персоналиях, указать наиболее значимые работы.

Весь материал должен быть тщательно отредактирован и корректурован.

В организационном плане разделы энциклопедии нужно направить на детальный просмотр и рецензию авторитетным специалистам — представителям старшего поколения. Они всё помнят, очень многое знают.

При работе над вторым изданием важно помнить об ответственности, о том, что в таких делах мелочей не бывает. В противном случае будет создан великий «кирпич» великих заблуждений.

90-летие Льва Исааковича Красного

4 апреля 2001 г. исполнилось 90 лет Льву Исааковичу Красному — члену-корреспонденту Российской академии наук, Лауреату Ленинской премии и Государственной премии России, главному научному сотруднику ВСЕГЕИ.

Л.И.Красный родился в 1911 г. в Санкт-Петербурге в семье учителя. С этим городом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском горном институте и аспирантуре ВСЕГЕИ, участие в обороне Ленинграда во время Великой Отечественной войны, многолетняя работа во ВСЕГЕИ. В 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. В дальнейшем многолетняя научная и практическая деятельность Л.И.Красного была тесно связана с этим регионом. Успехи в решении целого ряда важнейших проблем геологии Востока нашей страны принесли Л.И.Красному заслуженное признание. В 1956—1990 гг. он возглавлял оргкомитеты I—IV Дальневосточных стратиграфических совещаний, существенно повлиявших на повышение уровня геолого-съемочных работ. По инициативе Л.И.Красного в Хабаровске в период его работы в ДВИМС (1970—1974 гг.) были организованы Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ и региональная стратиграфическая комиссия.

Большое место в жизни и научной биографии Л.И.Красного занимали проблемы, связанные со строительством БАМ. В 1975—1990 гг. он руководил Советом по координации научно-исследовательских и тематических работ в районе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали Мингео СССР. Проведенные под его руководством исследования завершились выходом в свет в 1988 г. двухтомной монографии «Геология зоны БАМ» и «Атласа карт геологического содержания зоны БАМ». Продолжением и развитием этих исследований стало составление в 1990—1996 гг. под редакцией Л.И.Красного и Пэн Юньбяо совместно российскими и китайскими геологами «Геологической карты Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000».

В течение многих лет Л.И.Красный во главе большого коллектива ученых различных организаций изучал проблемы геологии Тихого океана и его обрамления. В 60-х и 70-х годах вышли в свет подготовленные под его редакцией и при его участии геологическая и структурно-формационная карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000, четырехтомная монография «Геология Северо-Восточной Азии», двухтомная монография «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана», серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:10 000 000. В конце 80-х годов под редакцией Л.И.Красного были подготовлены и изданы крупные обобщающие монографии — том 8 «Восток СССР» и том 10 «Геологическое строение СССР» десятитомника «Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР».

С 1995 г. по инициативе и под руководством Л.И.Красного ведется составление шеститомной монографии «Геология и полезные ископаемые России», в которой использованы новейшие или ранее недоступные материалы и применены новые методические подходы к анализу геологической информации.

Труды Л.И.Красного существенно обогатили геотектонику. Еще в 1962 г. он впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. второе издания книги «Проблемы тектонической систематики».

В середине 60-х годов Лев Исаакович на основе материалов по Восточной Азии выдвинул концепцию



блоковой делимости литосферы Земли. В дальнейшем в книге «Глобальная система геоблоков» (1984) была обоснована схема геоблокового строения Земли в целом и особо подчеркнуто значение межгеоблоковых систем. В 1990 г. опубликованы и первые результаты проведенного Л.И.Красным анализа минерагенических аспектов геоблоковой концепции. В 1997 г. в докладе «Основные черты геологии и минерагении мира» Л.И.Красный показал принципиально важные глобальные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых и предложил приступить к составлению «Геолого-минерагенической карты мира» масштаба 1:15 000 000. Всего через три года эта карта демонстрировалась на XXXI сессии МГК.

Лев Исаакович Красный — активный участник почти всех форумов, посвященных геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всесоюзных, всероссийских и международных совещаний, конференций и симпозиумов. Пропагандируя достижения российской геологической науки, он входит в состав Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, участвует в семи сессиях Международного геологического конгресса и трех Тихоокеанских научных конгрессах. Л.И.Красный ведет большую общественную работу: он был членом Межведомственного тектонического комитета с его основания, состоит членом Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала «Отечественная геология».

Заслуги Л.И.Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена «Отечественной войны», «Почета», «Дружбы народов». Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

В свои 90 лет Лев Исаакович полон творческих замыслов и научных идей. Поздравляем Л.И.Красного со славным юбилеем, желаем ему больших успехов в науке и крепкого здоровья.

*Коллегия МПР РФ
Ученый совет ВСЕГЕИ
Редколлегия журнала*

Е.А.Балашова родилась в 1910 г. в с.Нижний Иргинск на Урале. Окончив Красноуфимский педагогический техникум, она работала в Красноуфимском районе Урала. В 1933 г. Е.А.Балашова поступила на геологический факультет Ленинградского университета, где после окончания учебы в 1938 г. была оставлена на кафедре палеонтологии. До аспирантуры она принимала участие в экспедиции Арктического института, занималась изысканиями на Югорском полуострове, о.Вайга и в Мугоджарах. В результате работ, проведенных Е.А.Балашовой в районе Беруогурского каменноугольного месторождения, было получено много нового палеонтологического материала, послужившего основой для ее кандидатской диссертации, с большим успехом защищенной в 1944 г. Ефросинья Антоновна тщательно изучила беруогурскую фауну и описала не только раннекаменноугольные брахиоподы, которыми она преимущественно и занималась, но и головоногие моллюски и трилобиты. Она опубликовала семь статей, посвященные беруогурской раннекаменноугольной фауне.

С 1941 г. Е.А.Балашова работала ассистентом кафедры палеонтологии, а затем доцентом. В годы Великой Отечественной войны Ефросинья Антоновна была непрерывно связана с Ленинградским университетом и в период его эвакуации в г.Саратов оставалась единственным помощником М.Э.Янишевского в научной и педагогической деятельности кафедры палеонтологии. Е.А.Балашова участвовала в оборонных работах: с ноября 1941 г. по март 1942 г. была бойцом медико-санитарной команды штаба МПВО ЛГУ.

В дальнейшем Е.А.Балашова занималась изучением трилобитов из отложений различного геологического возраста, но особое внимание уделяла ордовикским представителям этого класса. Результаты изучения трилобитов отражены в нескольких десятках статей, двух монографиях, а также в разделе справочника «Основы палеонтологии».

Ефросинья Антоновна Балашова принадлежит к числу ведущих специалистов-палеонтологов мира. Она обладала широким кругом научных интересов в области биопалеонтологических наук, особенно в изучении трилобитов. Она изучала их систематику, историю развития, описала многочисленные виды из ордовика Прибалтики, на Северо-Западе Русской платформы, где они лучше всего сохранились. Ее многолетние (1946—1970 гг.) палеонтолого-стратиграфические исследования и сборы фауны, а также переданные ей на определение трилобиты из других районов служили ей материалом для работы.

В 1948 г. в Докладах АН СССР Е.А.Балашова опубликовала материалы об органах осязания у трилобитов; в 1953 г. — стратиграфии и фауне ордовика и силура Запада

Русской платформы; в 1955 г. — статью «К морфологии трилобитов». В книге «Основы палеонтологии: членистоногие» помещены сведения о пандеровых органах, механизмах замыкания панциря трилобита при свертывании. Появились публикации о филогении, морфологии, онтогенезе трилобитов и другие статьи.

В 1961 г. Е.А.Балашова опубликовала материалы по тремадокским трилобитам Актюбинской области Казахстана, собранным в разные годы Б.М.Келлером, Н.И.Леоненком и С.Х.Розман и переданные ей на определение. Е.А.Балашова отмечала, что родовой состав трилобитов указывает на более тесную связь тремадокского комплекса с ордовиком, чем с комплексом трилобитов кембрия. Отсюда следует, что тремадок Актюбинской области надо отнести к ордовик.

В 1966 г. была напечатана статья «Трилобиты из ордовикских и силурийских отложений Памира», являющаяся частью коллективного труда, изданного Управлением геологии Совета министров Таджикской ССР «Палеонтология и стратиграфия», где помещены интересные статьи, в т.ч. Е.А.Балашовой. Материалом для работы послужили трилобиты, собранные многими геологами Таджикского геологического управления (Б.П.Бархатов, М.С.Дюфур, В.И.Дронова и др.). Это первая работа по изучению трилобитов Памира. В 1976 г. вышла в свет фундаментальная монография «Систематика трилобитов *Asaphina* и их представители в СССР», где представлены 285 родов и видов, большинство которых отражено на фототаблицах.

Много сил и времени Е.А.Балашова отдавала педагогической деятельности. В течение многих лет она успешно вела курс «Сравнительная анатомия беспозвоночных» для студентов-палеонтологов; проводила практические занятия по палеонтологии, принимала участие в специальном палеонтологическом практикуме, руководила курсовыми и дипломными работами. Большой педагогический опыт и мастерство Е.А.Балашовой заслужили авторитет со стороны студентов и профессорско-преподавательского состава факультета. Ефросинья Антоновна Балашова постоянно консультировала стратиграфов и палеонтологов со всего Советского Союза. Особенно много внимания и необходимой помощи она оказывала палеонтологам производственных лабораторий.

Е.А.Балашова была награждена медалями «За оборону Ленинграда» и «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.».

Ефросинья Антоновна Балашова работала творчески и всегда доброжелательно относилась к товарищам по работе и молодежи.

Материал подготовила М.Н.Королева

К 90-летию Александра Леонидовича Яншина

На стезю геолога А.Л.Яншин вступил в 1928 г., когда был зачислен на курсы коллекторов горно-геологического отдела НИУ (Научный институт по удобрениям, в 1933 г. преобразованный в НИУИФ). Попытки поступить на геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова не увенчались успехом, т.к. критерием приема тогда являлось социальное происхождение, а А.Л.Яншин был из служащих.

По окончании курсов в 1929 г. Александр Леонидович был направлен на поиски фосфоритов в Актюбинскую область, и хотя он работал коллектором, по результатам работ опубликовал в 1931 г. (вместе с В.И.Тамман) свою первую статью по фосфоритам, к которым проявил научное пристрастие. В последующие годы А.Л.Яншин уже рядовым геологом, а затем начальником партии исследовал фосфориты в районе Илецкой Защиты, на водоразделе рек Урал и Илек, в бассейне р.Тобол и соседних районов Южного Урала.

Самостоятельно сформировавшись в весьма квалифицированного геолога, А.Л.Яншин опубликовал работы по фосфоритности данных районов, внося тем самым заметный вклад в изучение Актюбинского фосфоритного бассейна. Попутно с фосфоритами им были обнаружены проявления бокситов, что привлекло внимание А.Д.Архангельского, возглавлявшего в стране поиски бокситов. По его приглашению Александр Леонидович в 1936 г. перешел на работу в Геологический институт (ГИН) АН СССР. Здесь ему поручили геологические исследования Северного Приаралья. Эти и последующие работы оторвали А.Л.Яншина от изучения фосфоритов, к которым он вновь вернулся лишь много лет спустя. Блестящие результаты исследований Приаралья позволили ему стать ведущим ученым-геологом. В 1952 г. Александр Леонидович защитил докторскую диссертацию. Ему была присуждена премия А.П.Карпинского. В 1956 г. А.Л.Яншин возглавил в ГИН АН СССР лабораторию региональной тектоники. Здесь он сделал глубокие обобщения в области тектоники, что позволило стать ему ведущим ученым-тектонистом с мировым именем.

В 1958 г. А.Л.Яншин был избран действительным членом АН СССР и назначен заместителем директора Института геологии и геофизики (ИГГ) СО АН СССР. Здесь он с присущей ему энергией и активностью включился в решение актуальной проблемы выявления в Сибири агрохимического сырья и, прежде всего, фосфоритов; организовал и провел по ним ряд весьма плодотворных всесоюзных совещаний. В 1964 г. Александр Леонидович опубликовал программную статью по поискам в Сибири калийных солей и фосфоритов. Его рекомендации в отношении фосфоритов были широко восприняты, что позволило выявить ряд месторождений Алтае-Саянского фосфоритного бассейна.

В 1967 г. А.Л.Яншин стал научным руководителем Советско-Монгольской экспедиции, и при его участии на юге Сибири и в смежных районах Монголии был выявлен крупный Окино-Хубсугульский фосфоритносный бассейн и раскрыты значительные запасы фосфоритов. В этот же период в Комиссии по осадочным породам АН СССР была создана секция по литологии фосфоритносных формаций. Александр Леонидович вошел в состав данной секции, активно включился в ее работу и существенно повысил ее авторитет.

Одна из острых проблем освоения фосфоритовых месторождений, выявленных в Сибири, Монголии и других районах, — преодоление трудностей обогащения и

переработки фосфоритовых руд, для чего особую важность имело глубокое изучение их вещественного состава и привлечение к этому соответствующих ученых и специалистов. По инициативе А.Л.Яншина в 1977 г. в Новосибирске, под эгидой секции фосфоритносных формаций, был проведен весьма представительный Всесоюзный семинар, а его материалы были опубликованы под редакцией Александра Леонидовича в сборнике «Вещественный состав фосфоритов», где углубленно рассмотрены вопросы минералогии, петрографии, геохимии, технологии обогащения и переработки фосфоритов.

В 1982 г. А.Л.Яншин был избран вице-президентом АН СССР и, несмотря на возросшую загруженность, продолжал активно заниматься фосфоритами. К тому же, он стал руководителем советской группы геологов в международном Проекте 156 «Фосфориты», организованном по линии Международной Программы Геологической корреляции при ЮНЕСКО. Одна из главных сторон деятельности этого Проекта — организация семинаров-симпозиумов и полевых экскурсий на крупнейших фосфоритовых месторождениях мира. Это позволило Александру Леонидовичу непосредственно ознакомиться с ними, что способствовало дальнейшему накоплению им богатейшего материала по фосфоритам. Кроме статей, он концентрированно изложил, систематизировал и глубоко проанализировал материалы по фосфоритам в монографии «Фосфор и калий в природе» (1986) в соавторстве с М.А.Жарковым.

В этой монографии, не имеющей аналогов, содержится много оригинального, ранее не освещавшегося. Впервые оценено количественное распределение учтенных в мире запасов фосфоритов по стратиграфическим подразделениям с выделением их типов; установлено значительное преобладание зернистых и микрозернистых, образующих две глобальные эпохи фосфоритонакопления — позднемеловую—палеогеновую и поздневендско-раннекембрийскую. Не менее интересны результаты впервые проведенного подсчета и стратиграфического распределения масс так называемого рассеянного фосфора, присутствующего в околосларковых концентрациях почти во всех типах осадочных пород; установлено, что наибольшие его накопления также приурочены к венд-кембрийским и меловым отложениям.

Выявлена и прослежена смена в истории Земли типов фосфоритов, что позволило раскрыть эволюцию фосфоритообразования. Особенно глубоко и развернуто она охарактеризована А.Л.Яншиным в специальной статье в 1993 г. В заключительном разделе монографии о фосфоритах рассмотрена сложнейшая проблема генезиса, условий образования фосфоритов, критически проанализированы основные гипотезы по данной проблеме.

Признавая роль биоса в фосфоритообразовании, А.Л.Яншин решительно и обоснованно отверг гипотезу биогенного образования фосфоритов за счет фосфора, содержащегося в отмирающих организмах. В монографии приведены различные виды организмов с указанием содержания в них фосфора, которое в большинстве случаев составляет сотые, реже десятые доли процента. В книге образно подчеркнуто, что содержания фосфора во всех организмах крупного морского водоема не достаточно для образования даже небольшого слоя фосфоритов.

Более благоприятно оценивается биогенно-хемогенная или диагенетическая гипотеза, которая признает, что источник фосфора фосфоритов — фосфор, содержащийся в океанских водах. Остатки отмирающих организмов

накапливаются на дне, в стадию диагенеза под воздействием органического вещества замещаются путем чисто химических реакций (возможно, при участии бактерий) фосфатом из придонных вод. В отношении гипотезы чисто хемогенного высаждения фосфата, как считал А.В.Казаков, которое при его концентрации в современном океане практически невозможно, отмечается, что воды древних океанов имели существенно более высокие концентрации фосфора, возможно, даже близкие к насыщению.

Особо подчеркивается важная роль восходящих к шельфам течений — апвеллинга, обоснованного А.В.Казаковым, а также альтернативного ему механизма течений, вызываемых «засасыванием» океанских вод солеродными бассейнами для компенсации интенсивного в них испарения.

Кроме широко признанного поступления фосфора в океаны за счет сноса с суши подчеркивается немаловажная роль также глубинных его выделений, которым большое значение придавал Н.С.Шатский (1955), связывавший с ними образование таких крупных фосфоритовых бассейнов, как Каратау, Фосфория, Янцзы.

В заключение отмечено, что проблема фосфоритогенеза исключительно сложная и будет еще долго привлекать внимание исследователей.

В 70-х и особенно в 80-х годах в учении об осадочных породах особое внимание уделялось эволюции литогенеза. В разработке данного направления инициатива и ведущая роль принадлежит А.Л.Яншину. Он решительно выступил против униформизма (актуализма), процветавшего в период после работ Ч.Лайеля. Александр Леонидович организовал Всесоюзное совещание по эволюции литогенеза, опубликовал на эту тему ряд статей, в т.ч. в соавторстве с М.А.Жарковым, Ю.П.Казанским. Концепция эволюции получила быстрое развитие, охватывая все геологические процессы. В 1991 г. по решению Президиума АН СССР было проведено весьма представительное Всесоюзное совещание по эволюции всех геологических процессов, а, учитывая ведущую роль А.Л.Яншина в развитии этого направления, нацеленного также на познание закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, совещание было посвящено 80-летию со дня его рождения.

В сборнике материалов этого совещания, вышедшем в 1993 г., три статьи принадлежат А.Л.Яншину. Из них для нас особый интерес представляет статья «Эволюция фосфоритообразования». Данная проблема рассмотрена и охарактеризована им весьма развернуто и глубоко. Сформулирован ряд закономерностей смены главных типов фосфоритов и фосфоритоносных формаций в геологической истории, изменений источников поступления фосфора в океанские воды.

В 80-е годы в широкий круг научных исследований А.Л.Яншина включена и прогрессивно развивается актуальнейшая проблема экологии, охраны окружающей среды. В 1992 г. вместе с большой группой ученых, он создал и возглавил Российскую экологическую академию. Последний период научного творчества А.Л.Яншина ознаменован еще раскрытием и популяризацией выдающихся идей нашего гениального мыслителя В.И.Вернадского.

Александр Леонидович возглавил Комиссию по разработке научного наследия В.И.Вернадского, по возвращению из забвения его гениальных работ о биосфере, ее переходе в ноосферу и др. А.Л.Яншин, будучи не только геологом, но и широкоплановым природоведом, стал преемником гениального естествоиспытателя, о чем свидетельствует избрание Александра Леонидовича президентом и почетным президентом старейшего в стране Московского Общества Испытателей Природы.

Выдающийся вклад А.Л.Яншина в развитие геологии, естествознания, минерально-сырьевой базы страны был достойно оценен: он награжден девятью орденами, в т.ч. тремя Орденами Ленина и орденом России «За заслуги перед Отечеством»; был удостоен звания Герой социалистического труда. Сибирские минералоги открыли новый минерал и назвали его яншинитом, а палеонтологи в честь Александра Леонидовича назвали шесть ископаемых форм.

Вклад А.Л.Яншина как всемирно известного естествоиспытателя, великого ученого-энциклопедиста, выдающегося геолога огромен и неопценим.

Материал подготовил А.С.Соколов

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Требования к статьям, представляемым в редакцию

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы, список литературы. Текст печатается через два интервала на одной стороне листа. Оставляются поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf) или 8,0/98 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются на кальке, ватмане, в виде фотокопии (на глянцевой бумаге) или на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору. Ксерокопии не принимаются.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефоны (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

Уважаемые читатели!

Редакция журнала приносит извинения за технологическую ошибку в № 6 2000 г., где на с. 56 помещены два одинаковых рисунка

Напечатано

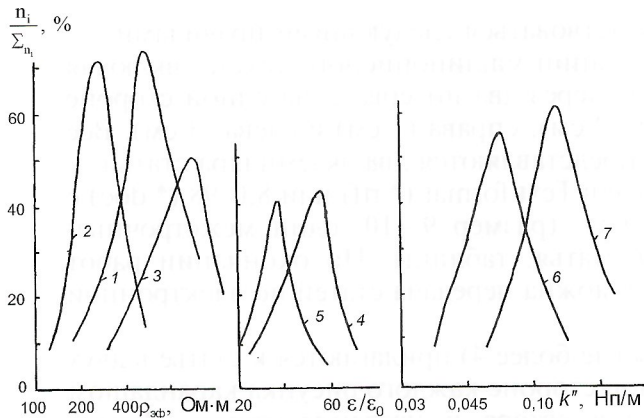


Рис. 4. Вариационные кривые распределения $\rho_{эф}$, $\varepsilon/\varepsilon_0$, k'' кимберлитовых брекчий:

число измерений $\rho_{эф}$: 1 — 61, 2 — 84, 3 — 51; $\varepsilon/\varepsilon_0$: 4 — 83, 5 — 134; k'' : 6 — 100, 7 — 71

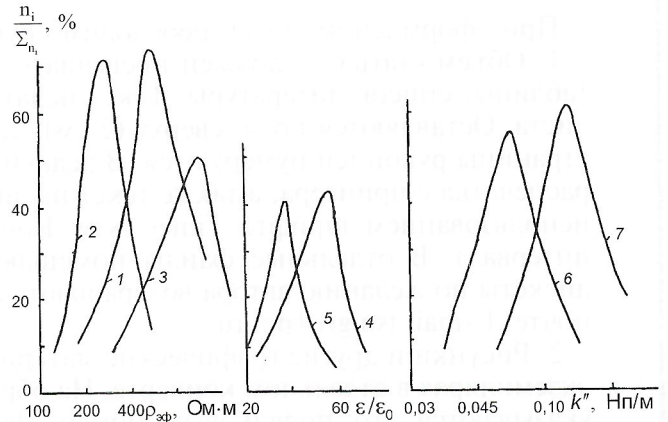


Рис. 5. Вариационные кривые распределения петрофизических параметров σ , $n_{эф}$ и W мерзлых кимберлитов трубки Зарница, 52 измерения для всех параметров

Следует читать

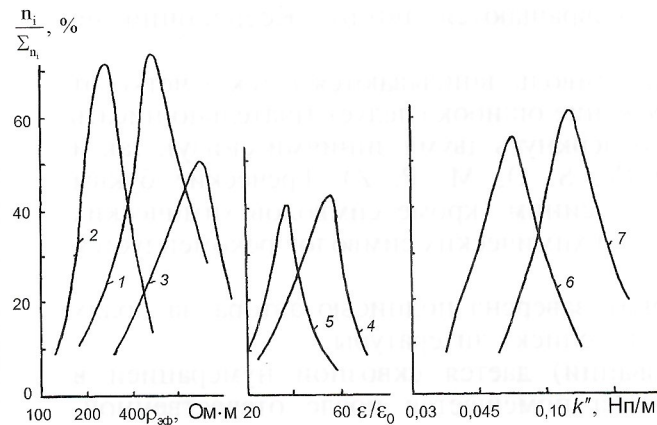


Рис. 4. Вариационные кривые распределения $\rho_{эф}$, $\varepsilon/\varepsilon_0$, k'' кимберлитовых брекчий:

число измерений $\rho_{эф}$: 1 — 61, 2 — 84, 3 — 51; $\varepsilon/\varepsilon_0$: 4 — 83, 5 — 134; k'' : 6 — 100, 7 — 71; частота электрического поля: 1, 4, 7 — 0,625 МГц, 2, 5, 6 — 1,5 МГц, 3 — 1 кГц

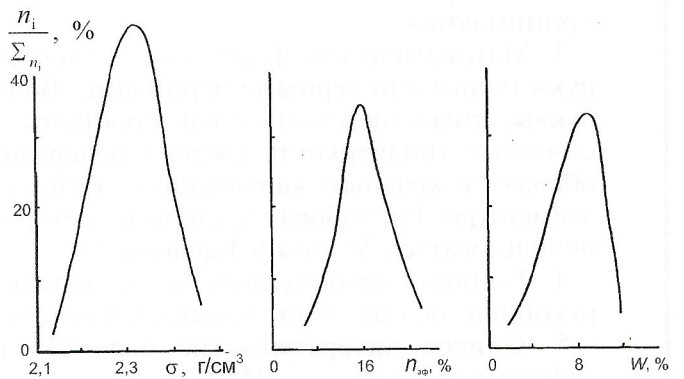


Рис. 5. Вариационные кривые распределения петрофизических параметров σ , $n_{эф}$ и W мерзлых кимберлитов трубки Зарница, 52 измерения для всех параметров

GEOLOGICAL MAPPING

Antoschenko-Olenev I.V.

Numeric models of a relief and the possibility of detection boundaries of lithomorphic and recent tectonic features

METALLOGENY AND MINERAGENY

Baryshev A.N.

Position of the largest ore regions and nodes in a system of advective structures of the Earth

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Fomenko A.E., Sazonov V.P., Dmitrakov L.I.

Prospects for uranium potential in the Voronezh crystalline massif and near-Moscow lignite basin

Faizullin R.M., Belyaev E.V., Sadykov I.S.

Quantitative ratio of apatite mineralization within the craton and rift ore-formational complexes of shield provinces

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Kalantar I.Z., Shabanova G.A.

Paleogeography and geologic history of the Northern Pre-Urals in the Jurassic and Cretaceous

Ufimsev G.F., Skovitina T.M.

The recent structure of the eastern shore of the Middle Baikal

Gasnov T.Ab., Alyeva S.G.

Stratigraphy of the Akchagyl and Apsheron deposits in the piedmont of the southeastern part of the Minor Caucasus

Vilor N.V., Suvorova L.F., Kostyanetskaya Zh.V., Kochnev A.P., Smolyansky E.N., Gonchar G.A.

Ultramafic rocks in the polymetamorphic complex of the Priolokhonie

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Gusev A.I., Kuzubov P.P.

3 Petrogenetic types and fluidal conditions of Paleozoic granitoids in the Great Caucasus 42

Voitekhovsky Yu.L., Pripachkin P.V.

Application of statistical methods for differentiation of the rock sequence of the Fedorovo-Pansky intrusion 48

Vorobiev E.I.

6 On the exsolution nature of diamonds in metamorphic rocks of the Kokchetav massif 52

Grudin M.I., Belichenko V.G., Barash I.G.

Composition and geodynamics of ultrabasic and basic rocks in the low reaches of the Selenga River 57

Romanov V.A.

Quantitative assessment of mineralization by dispersion flows 64

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

Malov N.D., Pekelny V.I., Dverniy B.G.

17 Modern geodynamics and stability of geologic environment in the Petersburg region 68

GEOECOLOGY

Ziling D.G., Khar'kina M.A., Osiyuk V.A.

20 Ecological-geodynamic appraisal of the southwest part of the East-European platform 71

BOOK REVIEWS

Oganesyan L.V.

29 Who is who: geologists and mining engineers of Russia 77

90th birth anniversary L.I.Krasny 79

To 90th birth anniversary E.A.Balashova 80

34 To 90th birth anniversary A.L.Yanshin 81